

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



TESIS DOCTORAL

Estado de esfuerzos en la Corteza a partir del estudio de mecanismos focales

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Antonio José Olaiz Campos

Directores

**Alfonso Muñoz Martín
Gerardo De Vicente Muñoz**

Madrid, 2016



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

Estado de esfuerzos en la Corteza a partir del estudio de mecanismos focales

Memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas que presenta

Don Antonio José Olaiz Campos

Realizada en el Departamento de Geodinámica
de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Geología),
bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín y el Dr. Gerardo De Vicente Muñoz

Madrid, 2015



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

Estado de esfuerzos en la Corteza a partir del estudio de mecanismos focales

Memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas que presenta

Don Antonio José Olaiz Campos

Realizada en el Departamento de Geodinámica
de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Geología),
bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín y el Dr. Gerardo De Vicente Muñoz

Vº Bº de los directores de la Tesis.

Dr. Alfonso Muñoz Martín

Dr. Gerardo De Vicente Muñoz

El interesado,

Don Antonio José Olaiz Campos

Madrid, 2015

A Alicia, Belén y mis padres.

Agradecimientos

Estas líneas son las últimas que voy a escribir, pero realmente se comenzaron hace algún tiempo, cuando decidí emprender este camino. Por ello, muchas personas me han servido de apoyo y de inspiración. A todas ellas les quiero mostrar mi más profundo agradecimiento. Sin ellas esta Tesis Doctoral no hubiese sido posible.

En primer lugar quiero dar las gracias al Dr. Gerardo de Vicente y al Dr. Alfonso Muñoz, dos grandes personas, dos grandes geólogos y dos buenos amigos que con sus semejanzas y diferencias me han ido guiando por la senda de la ciencia. Quiero agradecerlos el haber compartido cafés, viajes, partidos y experiencias que han forjado mucho de lo que soy ahora. Gracias por guiarme en este largo camino, ayudándome y alentándome, sin vosotros, esta tesis no habría visto la luz. Con Gerardo he aprendido a disfrutar de los silencios y de la buena música, dos cosas sin las que es difícil vivir. Alfonso me ha enseñado que todo es posible, sólo hay que buscar la forma correcta de hacerlo. Desde que te conozco todos los domingos miro de reojo como ha quedado el Estudiantes.

Esta Tesis Doctoral no hubiera sido posible sin el apoyo de los proyectos “Emanometría y simulación estocástica para sistemas hidrogeológicos complejos” y su investigador principal el Dr. Francisco Javier Elorza, el proyecto “Aplicación de procedimientos geofísicos combinados para la determinación de las características geotécnicas del suelo” financiado por la empresa Ortiz Construcciones y Contratas S.A., así como el proyecto Topo Iberia Consolider Ingenio 2006-2010 (Geociencias en Iberia: Estudios integrados de topografía y evolución 4D, CSD2006-041), dirigido por el Dr. Josep Gallart.

El Dr. Ramón Vegas me introdujo en el mundo de la tectónica. Gracias por compartir conmigo tu inmenso conocimiento y estar siempre dispuesto a sacarme de dudas.

Con Juan Álvarez he compartido despacho en mis comienzos como estudiante de doctorado y en la actualidad, buscamos petróleo por el mundo. Gracias por las horas que pasamos juntos, por las risas y por contar conmigo en tu nueva etapa.

El Dr. José Luis Granja y yo empezamos juntos la carrera y hemos disfrutado de muchas experiencias. Gracias por todas ellas y espero poder seguir disfrutando de muchas más en el futuro.

A la Dra. María Druet, a pesar de los devenires de la ciencia en España, finalmente los dos hemos conseguido nuestro objetivo. Ha sido un placer disfrutar a tu lado de este tiempo, sobre todo este último año, no se me ocurre mejor compañía.

Quiero agradecer a la Dr. Loreto Antón el tiempo que compartimos. Ha hecho que Los Arribes tenga un huequcito en mí.

Al Dr. Alberto Jiménez, agradecerte todos los momentos compartidos y el poder disfrutar de este logro juntos ya que sé que eres una de las personas que más se alegrará de ver esta tesis.

A mis compañeros de departamento, Pilar, José Antonio, Nacho, Javi, Jorge, Marta, Ignacio y Juanmi, habéis hecho que mi tiempo en la facultad sea inolvidable.

A los profesores de departamento, Rosa Tejero, Josechu, Meaza, Antonio Rivas, Ramón Capote y especialmente a Rosa Babín. Gracias por preocuparos de mis avances.

Quiero agradecer a la Dra. Adriana Mantilla-Pimiento su confianza en mí. Mis compañeros en Repsol, el Dr. Lorenzo Cascone y Almudena Sánchez, han sido un apoyo muy importante estos últimos meses. También quiero agradecer su interés a Francisco Ortigosa y Juan Uribe.

A mis compañeros de la facultad, Juanjo, Marta, Fon, María, que aun siendo filóloga eres una más del grupo, gracias por esos grandes momentos vividos, las partidas de cartas, los viajes...hemos crecido juntos. Las largas discusiones con Pepe me hicieron ver la vida con otro punto de vista más crítico. A Víctor, que es todo corazón, le doy las gracias por alegrarme muchos días de campo reparando estaciones por España, sin ti no hubiera sido lo mismo, gracias por aguantarme. Y sobre todo gracias a todos por dejarme seguir compartiendo mi vida con vosotros.

A Isa y a Elsa, siempre estará en mi recuerdo nuestras experiencias en el Hespérides y en Tremf, a pesar de que ahora haya muchos kilómetros entre nosotros sé que estáis ahí, gracias.

A mis suegros, Katy y Jose, y a mis cuñados, Nuria y Jesús, mis grandes seguidores, no solo en este proyecto si no en todos los realizados desde que nos conocemos, gracias por el apoyo incondicional y por vuestras palabras de ánimo.

A mis padres Agustina y Antonio, y a mi hermana Rocío, porque sin saberlo me hicieron descubrir mi vocación gracias a los paseos por la Pedriza, Cazorla, Sierra Morena, Asturias o Las Médulas, gracias por aceptar y respetar todas mis decisiones y por ayudarme, con vuestro apoyo infinito, a conseguir mis propósitos. Os agradezco que estéis ahí en todo momento y espero ser tan buen padre y hermano como lo sois vosotros.

A mi mujer, Belén, por poder contar contigo siempre, apoyarme en mi carrera, animarme en los momentos duros, gracias por apostar por mí. No se cómo agradecerte que hayas soportado mis cambios de humor, mis nervios... sin ti esto hubiese sido imposible. Una gran parte de esta tesis es tuya y espero saber compensarte.

Y por último, a alguien que hace menos de un año provocó un terremoto en mi vida, mi hija Alicia, por enseñarme el poder de un solo gesto, gracias por recibirme todos los días con una sonrisa.

*“El universo era una masa desordenada,
y los únicos trozos interesantes eran las anomalías organizadas”*

Neal Stephenson, Manual ilustrado para señoritas, 1996.

*“Hoy es siempre todavía,
toda la vida es ahora.
Y ahora, ahora es el momento de cumplir las promesas que nos hicimos.*

Porque ayer no lo hicimos, porque mañana es tarde. Ahora”

Ismael Serrano. Ahora. La traición de Wendy, 2002.

“La mente que se abre a una nueva idea, jamás volverá a su tamaño original”

Albert Einstein, 1879 – 1955.

“Afortunado el hombre cuyo sino es conocer los secretos de la Tierra”

Eurípides, 480 a.C. – 406 a.C.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
CAPÍTULO 1	
ORIGEN DE LOS ESFUERZOS	5
1.1 Introducción y objetivos	5
1.2 Origen de los esfuerzos	8
1.2.1 Fuerzas conductoras o no conductoras	8
1.2.2 Fuerzas Primarias, Secundarias o Terciarias.	9
1.3 Medidas de esfuerzos	11
1.4 World Stress Map	14
1.5 Definición del tensor de esfuerzos.	16
1.6 Esfuerzo normal y Esfuerzo de cizalla.....	18
1.7 Tipos de régimen de esfuerzos	20
1.8 El estado de esfuerzos en la Corteza	21
1.9 Esfuerzo efectivo y análisis de rotura	21
1.10 Límite friccional	23
CAPÍTULO 2	
METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS DE ESFUERZOS A PARTIR DE MECANISMO FOCALES DE TERREMOTOS	27
2.1 Cálculo de Mecanismo Focal	28
2.1.1 El patrón de radiación de las ondas sísmicas	28
2.1.2 Métodos de cálculo de Mecanismos Focales	31
2.1.3 Relaciones entre mecanismos focales de terremotos y fallas	40
2.2 Métodos de inversión de esfuerzos	45
2.1.4 El método de los Diedros Rectos	51
2.1.5 El Modelo de Deslizamiento	53
2.1.6 Métodos de Inversión de Esfuerzos desde la ecuación de Bott	57

2.1.7	Método de Reches (Reches, 1987; Reches <i>et al.</i> , 1992).....	58
2.3	Mapas continuos de Factor de Forma (k') y Dirección de Máximo Acortamiento en la Horizontal (Dey).....	62
CAPÍTULO 3		
ANÁLISIS DEL CATÁLOGO DE HARVARD (CMT)		69
3.1	Análisis del Catálogo CMT mediante el Modelo de Deslizamiento.....	74
3.1.1	Localización de los mecanismos focales analizados mediante el Modelo de Deslizamiento.....	78
3.2	Métodos de clasificación de Mecanismos Focales.	83
3.2.1	Diagramas de Clasificación de Mecanismo Focales.....	83
3.3	Ajuste a la ley de Gutenberg – Richter	86
3.4	Mapa de esfuerzos activos	88
3.4.1	Mapa de Dirección de Máximo Acortamiento en la Horizontal (Dey) y de Factor de Forma (k')	93
3.5	Conclusiones	99
CAPÍTULO 4		
MAPA DE ESFUERZOS ACTIVOS EN EUROPA.....		101
4.1	Antecedentes	102
4.2	Bases de datos de Mecanismos focales	105
4.3	Metodología	107
4.4	Distribución espacial según el Modelo de Deslizamiento.....	108
4.4.1	Distribución espacial de las direcciones de máximo acortamiento en la horizontal	111
4.4.2	Distribución espacial del régimen de esfuerzos	113
4.5	Discusión y conclusiones	115
CAPÍTULO 5		
ESFUERZOS ACTIVOS EN LA PLACA IBÉRICA.....		117
5.1	Marco tectónico	117
5.2	Esfuerzos activos en la Placa Ibérica	120
5.3	Mecanismos focales.....	122

5.4	Metodología de regionalización	122
5.5	Esfuerzos activos calculados mediante inversión.....	124
5.5.1	Esfuerzos activos entre la Dorsal Medioatlántica y el Golfo de Cádiz.	125
5.5.2	Esfuerzos activos en Iberia Occidental.....	129
5.5.3	Esfuerzos activos en Pirineos	134
5.5.4	Esfuerzos activos en la Cadena Ibérica.....	137
5.5.5	Esfuerzos activos en el norte de Argelia.....	138
5.5.6	Esfuerzos activos en la zona de las Béticas – Alborán – Rif.....	138
5.6	Evolución del catálogo: 2012 y 2015.....	141
5.7	Conclusiones	145
 CAPÍTULO 6		
ESFUERZOS EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN: SUMATRA.....		151
6.1	Introducción y objetivos parciales	151
6.2	Antecedentes y marco tectónico.....	152
6.2.1	Distribución de los esfuerzos en el plano de subducción	152
6.2.2	Marco tectónico.....	155
6.2.3	Geometría de la zona de subducción.....	158
6.3	Sismicidad y mecanismos focales	160
6.3.1	Sismicidad	160
6.3.2	Mecanismos focales	162
6.4	Análisis del estado de esfuerzos.....	163
6.4.1	Análisis del estado de esfuerzos en planta.....	164
6.4.2	Secciones perpendiculares a la zona de subducción.....	179
6.5	Conclusiones	185
 CAPÍTULO 7		
CONCLUSIONES.....		189
BIBLIOGRAFÍA.....		193

RESUMEN

La presente Tesis Doctoral lleva por título Estado de esfuerzos en la Corteza a partir del análisis de mecanismos focales. La determinación del estado de esfuerzos es un aspecto muy importante en varios aspectos de la sociedad y su estudio se ha abordado desde distintos parámetros en los últimos años. Los mecanismos focales son los datos más fiables para conocer el estado de esfuerzos en la corteza, ya que cubren el rango completo de profundidades de la propia corteza y registran eventos en cualquier punto del planeta.

De Vicente (1988) desarrolla el Modelo de Deslizamiento originalmente para el análisis de paleoesfuerzos a partir de estructuras frágiles y posteriormente se ha aplicado a mecanismos focales (Capote et al., 1991). Esta metodología permite calcular de forma independiente para cada mecanismo focal la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey) y el régimen de esfuerzo-deformación definido por el factor de forma (k'), que es la relación entre la deformación en la vertical y la horizontal. A partir de estos datos puntuales se generan mapas continuos en distintas regiones, que se desarrollan en cada uno de los capítulos que componen esta Tesis Doctoral.

El análisis del catálogo del Centroid Moment Tensor permite estudiar de forma global la distribución de esfuerzos en la Corteza. Éstos están principalmente controlados por las fuerzas originadas en los límites primarios de placas y se transmiten de forma continua a lo largo de cientos de kilómetros, que sufren perturbaciones a escala regional o local, asociadas a distintas estructuras geológicas. Además se observa que en las zonas intraplaca domina el régimen tipo desgarre, quedando los máximos compresivos y extensionales localizados principalmente a las zonas de subducción y de dorsal o rift respectivamente. Además el análisis estadístico del catálogo revela que la mayor parte de los terremotos que se generan en la Corteza se caracterizan por ser de deformación casi pura, es decir con ángulos de cabeceo y/o buzamiento próximos a 0° o a 90° , que es la forma más eficiente de disipar la energía.

La parte occidental de se han empleado más de 1600 mecanismos focales de distintos catálogos (CMT, ETH, MedNet, IGN y IAG) calculados a partir del momento sísmico. Los mapas de máximo acortamiento en la horizontal (Dey) y del factor de forma (k') muestran una buena correlación con las fuerzas primarias generadas en los límites de placas, la cinemática de las mismas y con las perturbaciones relacionadas con discontinuidades corticales y la topografía. Además se han relacionado los resultados con el mapa de resistencia integrada de la corteza.

El microcontinente Iberia y la corteza oceánica al oeste de la misma están afectadas por la deformación generada en el límite de placas entre Europa y África. Se ha realizado la inversión de esfuerzos activos a partir de poblaciones de mecanismos focales calculados mediante el tensor de momento sísmico. Estas poblaciones se han seleccionado a partir del mapa de factor de forma, lo que hace que el error inferior y que las soluciones integren a un mayor de mecanismos focales. Las soluciones tensoriales obtenidas son más consistentes que las obtenidas en trabajos previos a partir de mecanismos obtenidos a partir de las primeras llegadas de ondas P. A lo largo del límite de placas, el tipo de esfuerzo cambia progresivamente desde la Dorsal de Terceira hasta el Golfo de Cádiz, pasando de extensión triaxial a compresión uniaxial. En la región de las Béticas-Alborán se ha determinado que σ_{Hmax} tiene una dirección N155E, dominando la extensión uniaxial. En el norte de Argelia vuelve a dominar la compresión uniaxial. En el antepaís Ibérico las condiciones de esfuerzo son de desgarre, con dos zonas de expansión muy bien definidas en la Cadena Ibérica y Pirineos. Se ha analizado la evolución de los esfuerzos en los últimos diez años, observándose una mayor definición del estado tensorial en la zona central del antepaís Ibérico. Desde el punto de vista de peligrosidad sísmica la inclusión de este tipo de información es muy importante ya que se puede inferir qué tipo y qué orientación de las fallas son más susceptibles de moverse bajo las condiciones de esfuerzos actuales en cada zona.

Para estudiar la variación del estado de esfuerzos en profundidad se ha seleccionado una zona de subducción como la de Sumatra, en la que se observa partición de la deformación asociada a la convergencia oblicua entre las placas India y Australiana con la Euroasiática. El análisis poblacional de esfuerzos a partir de mecanismos focales muestra que en la zona superficial (< 20 km) los esfuerzos extensionales asociados a las fallas normales en el techo de la placa inferior y los corredores de falla lateral izquierdos, paralelos a la fosa, están actuando simultáneamente. Al aumentar la profundidad (20-50 km) los esfuerzos dominantes son compresivos asociados a cabalgamientos. Para estudiar la variación lateral del tipo de esfuerzo se han realizado secciones interpolando los valores del factor de forma, posibilitando la separación entre las zonas de deformación asociada a la propia subducción y las zonas donde dominan los desgarres.

ABSTRACT

This PhD Thesis is titled Stress conditions in the Crust from focal mechanisms analysis. Stress condition is a very important aspect for the global community. During the last decades many studies has been carried out trying to stablish the origin of the stresses. Focal mechanisms are the most accurate data for this type of analysis, because they can be located at any depth within the crust and their coverage is global.

De Vicente (1988) published the Slip Model originally developed for paleostress analysis, using brittle structures and later applied to focal mechanisms (Capote *et al.*, 1991). This methodology allows to calculate the maximum shortening direction (Dey) and the strain-stress regime defined by the k' ratio or shape factor (e_y/e_z , horizontal maximum/vertical strain), in an independent way for each focal mechanism This data set is interpolated, generating continuous maps of stress-strain regime and Dey, which has been developed and explained in every chapter.

The detailed review of the Centroid Moment Tensor catalogue enables the stress characterization worldwide. Stresses are generated at major plate boundaries and are transmitted through the lithosphere for hundreds of kilometers. Due to geological features stresses can be perturbed regionally or locally. Intraplate stresses are defined by strike-slip regime, while compressive and extensional areas are mainly related to subduction and ridge zones respectively. Statistical analysis reveals that the majority of the earthquakes are near to pure deformation, represented by values of pitch and dip close to 0° or 90° , which is the most efficient way to dissipate energy.

In the European Western Platform, 1608 focal mechanisms have been selected with several quality criteria from different catalogues (CMT Harvard, ETH, Med-Net, I.G.N. and I.A.G.) from 1973 to present-day. The individual results including S_{Hmax} and shape factor of the stress ellipsoid have been interpolated to a final 15 minutes regular grid taken into account the relationship between tectonic horizontal stress and vertical load. Both continuous stress regime and S_{Hmax} maps show a good correlation with the primary tectonic forces generated along the plate boundaries, plate kinematics and also some local perturbations related with main crustal heterogeneities and topography as suggested by Gölke and Coblentz (1996), as well as significant spatial variations in crustal integrated strength (Tesauro *et al.*, 2007).

The Iberian microcontinent and its connected oceanic crust are affected by deformations related to the Eurasian-African plate boundary. Active stress inversions from populations of moment tensor focal mechanisms have been performed around and inside the Iberian peninsula, using a total of 213 moment tensor estimates. The tensorial solutions show better consistency and lower misfits compared to those obtained previously from first P arrival focal mechanisms. Along the Eurasia- Africa western boundary, the type of active stresses progressively changes easternwards from triaxial extension to uniaxial compression along the Terceira Ridge, the Gloria Fault zone and the Gulf of Cadiz. In the Betics-Alboran-Rif zone, uniaxial extension predominates with SHmax N155°E trending, and strike-slip conditions seem to prevail at depth. In North Algeria, uniaxial compression reappears. The Iberian foreland is currently under strike-slip to uniaxial extension tensorial conditions. The most extensional zone corresponds to that of the Iberian Chain and the Pyrenees. The duration of the neotectonic period, in the sense of deformation being similar to the present one, is increasing westwards in the Iberian foreland zone. The neotectonic period belongs to the Pliocene in Eastern Iberia, while in the west towards Portugal the type of stresses seems to have been the same during a good part of the Cenozoic. Results obtained from this kind of analysis can assist to constrain the seismic hazard maps. However, trends of active faults and stress regime can be inferred.

To study stress distribution in depth, Sumatra subduction area has been selected, due to the important amount of data available and the oblique convergence, where Indian, Australian and European plates are involved. Stress analysis from focal mechanisms populations shows extensional results for the shallower part of the Crust, associated with normal faults at the top of the subducted plate and to left-lateral corridors, which runs parallel to the trench. In depth, thrusts faults become important. To study the lateral variation of the stresses, cross sections of the shape factor have been performed. Thus, deformation related purely to the subduction and to strike-slips corridors can be separated.

CAPÍTULO 1

ORIGEN DE LOS ESFUERZOS

1.1 Introducción y objetivos

Los movimientos y deformaciones en la corteza terrestre se generan por una serie de fuerzas que son transmitidas a lo largo de miles de kilómetros. El esfuerzo es una medida del conjunto de fuerzas internas que se desarrollan en el interior de un cuerpo cuando éste se somete a un conjunto de fuerzas externas. El estado de esfuerzos puntual dentro de una roca (un cubo infinitesimal) se define mediante un tensor simétrico de 9 componentes (6 independientes) que tienen unidades de Presión ($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$ = Pascal). El resultado del balance de estos esfuerzos en una zona determinada, controla la dinámica deformacional de dicha área.

Entender la distribución de los esfuerzos in situ en la litosfera es muy importante en un amplio rango de disciplinas que van desde la ingeniería civil, la geología o la geofísica. Según Amadei y Stephansson (1997), algunas de las actividades que requieren el conocimiento del campo de esfuerzos son:

- Tectónica de Placas
- Neotectónica
- Almacenamiento y extracción de hidrocarburos
- Fracturación hidráulica y propagación de fracturas
- Fluidos y reactivación de fallas
- Estabilidad de taludes y de excavaciones

Los esfuerzos en las rocas no pueden ser medidos directamente y sólo pueden inferirse alterando la roca mediante ensayos o de forma indirecta a partir de estructuras de deformación fundamentalmente elásticas y/o frágiles. De hecho, el conjunto de asunciones que se asumen a la hora de medir los esfuerzos hace que el resultado tenga asociado un rango de error debido a la complejidad de la naturaleza de los macizos rocosos y de las propias rocas (Amadei y Stephansson, 1997). Aún en las condiciones más favorables, es decir donde la roca se comporta de forma linealmente elástica, homogénea y continua, solamente es posible determinar el esfuerzo con un error del ± 10 -20% tanto magnitud como en orientación.

Una complicación añadida es la imposibilidad de acceso a la medida de esfuerzos en profundidad, limitándose la obtención de muestras y/o acceso a las rocas a las escasas minas o sondeos profundos (Zoback, *et al.*, 2003; Hickman y Zoback, 2004; Brudy *et al.*, 1997), escasos y que sólo permiten observaciones en 1D. De este modo el cálculo del estado de esfuerzos en profundidad se viene realizando desde la década de los 70 mediante el análisis de poblaciones de mecanismos focales de terremotos (Isacks y Molnar, 1971; Zoback *et al.*, 1987; Zoback *et al.*, 1989), ya que su distribución en profundidad por toda la Tierra permite inferir la distribución de esfuerzos en extensas regiones y hasta profundidades que alcanzan los centenares de km.

De este modo el objetivo principal de esta Tesis es avanzar en el conocimiento del origen, naturaleza y distribución de los esfuerzos en la corteza (y la litosfera) a diferentes escalas, mediante la utilización de diferentes metodologías y con las mejores fuentes de información disponibles, y discutir los resultados obtenidos con procesos tectónicos y características geológicas de primer y segundo orden.

En este trabajo se ha utilizado como fuente de información fundamental para calcular el estado de esfuerzos en la corteza los catálogos de mecanismos focales de terremotos más fiables (calculados a partir del Tensor de Momento Sísmico). Estos datos permiten analizar los esfuerzos en la totalidad de la corteza y la litosfera debido al rango de profundidades en la que se pueden localizar los terremotos. Además, la distribución espacial de los mismos hace que se puedan realizar estudios globales o de regiones remotas en los que no existen otro tipo de datos, ya sean relacionados con pozos o con cartografía, al encontrarse fuera de las cuencas sedimentarias con interés prospectivo.

Para alcanzar este objetivo, se ha planteado el trabajo con una serie de capítulos, que se enumeran a continuación:

- Análisis de las distintas metodologías de determinación de esfuerzos, incluyendo las basadas en aproximaciones gráficas, en el Modelo de Deslizamiento friccional de Reches (1987), o en la ampliamente aplicada ecuación de Bott (1959). Finalmente se propone una metodología, basada en el Modelo de deslizamiento (De Vicente, 1988), que permite analizar en planta y en profundidad tanto la distribución de la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), como la variación del régimen de esfuerzo/deformación (factor de forma, k'). Esta metodología se basa en analizar la distribución espacial de los resultados individuales de cada mecanismo focal, y se aplica en los siguientes capítulos a diferentes escalas y en distintos contextos tectónicos.

- Estudio de la distribución de los esfuerzos a escala global (tanto en orientaciones como en el régimen), a partir del análisis del mayor catálogo homogéneo de mecanismos focales calculados a partir del Tensor de Momento Sísmico existente: el catálogo CMT de Harvard (<http://www.globalcmt.org/>). En este capítulo se comparan los resultados de la metodología empleada a nivel global y para cada tipo de mecanismo, con trabajos previos (i.e. Schorlemmer *et al.*, 2005) y con otros parámetros de uso común en sismología y sismotectónica (Ej. parámetro b).
- Realización de un mapa continuo de orientaciones y régimen de esfuerzo-deformación de la parte occidental de la Placa Euro-Asiática. Este mapa se ha realizado con una enorme cantidad de datos, y gracias a la calidad y densidad de la información permite relacionar las variaciones del campo de esfuerzos, no solo con las fuerzas primarias de generación, sino también con los principales rasgos tectónicos y heterogeneidades corticales. Las dimensiones del mapa permiten comparar procesos tectónicos activos asociados a los límites de placas de primer orden con procesos de deformación intraplaca, o los efectos de transición entre diferentes tipos de corteza/litosfera.
- Relación entre los mecanismos focales de terremotos y la tectónica reciente de la Península Ibérica. Del mismo modo que en el caso europeo, pero con una resolución aún mayor, se ha establecido un mapa continuo de régimen y orientaciones de esfuerzos para la Península Ibérica aprovechando la implementación durante las dos últimas décadas de los catálogos de mecanismos focales calculados a partir del Tensor de Momento Sísmico (Instituto Andaluz de Geofísica, y sobre todo el del Instituto Geográfico Nacional). Este mapa permite entender los procesos de deformación frágiles activos en el entorno de la Península Ibérica, teniendo en cuenta la geología a una escala regional, y otros procesos como son los efectos isostáticos de las cadenas alpinas o perturbaciones asociadas a la presencia de estructuras previas y/o transiciones de Corteza oceánica a continental. Este mapa se mantiene actualizado y accesible en línea para toda la comunidad en la Web del Grupo de Tectonofísica Aplicada de la UCM.
- Estudiar la variación de los esfuerzos en profundidad en una zona de subducción compleja, y con una elevada actividad sísmica. Estas zonas son únicas para estudiar la variación de los esfuerzos en profundidad ya que existen

numerosos terremotos de suficiente magnitud distribuidos a lo largo del plano de subducción. Para este análisis se ha elegido la zona de Sumatra, debido a que presenta una elevada tasa de convergencia y una geometría arqueada que permite analizar procesos de convergencia frontal, oblicua y lateral, así como fenómenos de partición de la deformación, extensión tras-arco, etc.

1.2 Origen de los esfuerzos

Las fuerzas presentes en las placas tectónicas se pueden clasificar en función de: a) si son conductoras o resistentes al movimiento; b) si son primarias o secundarias; y c) si son no renovables.

Desde nuestro punto de vista las clasificaciones más interesantes son las del carácter conductor o resistente, o bien las que atienden al carácter primario o secundario

1.2.1 Fuerzas conductoras o no conductoras

Forsyth y Uyeda (1975) proponen clasificar las fuerzas según sean éstas conductoras o resistentes al movimiento entre placas litosféricas:

Fuerzas Conductoras:

- Tracción de la Placa (TP): en las zonas de subducción la placa que subduce es más fría y densa que el manto, por lo que se crea una anomalía positiva de masa o flotabilidad negativa, que acentúa el descenso de dicha placa.
- Empuje Dorsal (ED): la intrusión de magma genera la expansión del fondo oceánico, efecto que se suma a la energía potencial creada por la diferencia de cotas en la propia dorsal.

Fuerzas Resistentes:

- Resistente a la Placa (RP): al alcanzarse el equilibrio térmico entre ambas placas, decrece la flotabilidad.
- Contacto en las Placas (CP): es la tendencia de la placa superior a colocarse encima de la placa que subduce.
- Fallas Transformantes (FT): representa la resistencia friccional en estas zonas. La magnitud es variable, en función de la diferencia de edad entre ambas placas.

Otras:

- Arrastre Basal (AB): puede ser conductora o resistente, en función de la dirección de movimiento de la placa. Es la tracción de cizalla en la base de la corteza, a la que se suma, en las zonas continentales, una fuerza debida al aumento de espesor.

- Esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad (EF): altos gradientes topográficos y su compensación en profundidad, pueden generar esfuerzos importantes. El engrosamiento cortical (anomalía negativa de densidad) produce esfuerzos extensionales, mientras que el adelgazamiento cortical (anomalía negativa) genera esfuerzos compresivos.
- Fuerzas por flexión de la corteza (FL): fuerzas inducidas por cargas o descargas de material en zonas de intraplaca y en márgenes de placa activos o pasivos. Pueden llegar a tener una gran importancia, incluso llegan a perturbar campos de esfuerzos de mayor magnitud.
 - Carga de sedimentos en márgenes continentales (Stein *et al.*, 1989)
 - Rebote glacial de la litosfera. Fuerza de ascenso vertical generada por compensación isostática cuando desaparece la carga de hielo en zonas glaciares (Gregersen y Basham, 1989).
 - Fuerzas inducidas por las flexiones y plegamientos de la litosfera por aumento de carga de sedimentos (Fleitout *et al.*, 1982, Sonder, 1990, Bada *et al.*, 2001).
- Contrastes laterales de resistencia (CL): relacionada con la diferencia de resistencia entre la corteza intacta y la corteza fracturada. (Mount y Suppe, 1987).

1.2.2 Fuerzas Primarias, Secundarias o Terciarias.

El grupo de trabajo del World Stress Map (Zoback *et al.* 1989, 1992) establece una correlación directa entre el movimiento de las placas y los campos de esfuerzos. Basándose en esta relación dividen las fuerzas en primarias y secundarias, en función de si están inducidas desde el límite por sus movimientos relativos (primarias), o si se generan por las características propias de la litosfera afectada por las fuerzas primarias o por condiciones externas (secundarias) (Figura 1.1). Heidbach y colaboradores (2007) revelan la existencia de fuerzas de tercer orden que explican rotaciones de los esfuerzos respecto al campo de esfuerzos regional. Estas variaciones locales están relacionadas con fallas activas, intrusiones, zonas de despegue horizontal (Tabla 1.1).

Bott y Kusznir (1984) definen una clasificación de esfuerzos que afectan a la litosfera, dividiendo estos en dos tipos principales: las tensiones renovables y las tensiones no renovables. Las tensiones renovables son aquellas cuya generación es permanente o continua, mientras que las no renovables se pueden disipar al cesar el mecanismo generador. Los esfuerzos en la litosfera son la resultante de ambos tipos que pueden modificarse de forma local por cambios en las propiedades de la litosfera (Tabla 1.2).

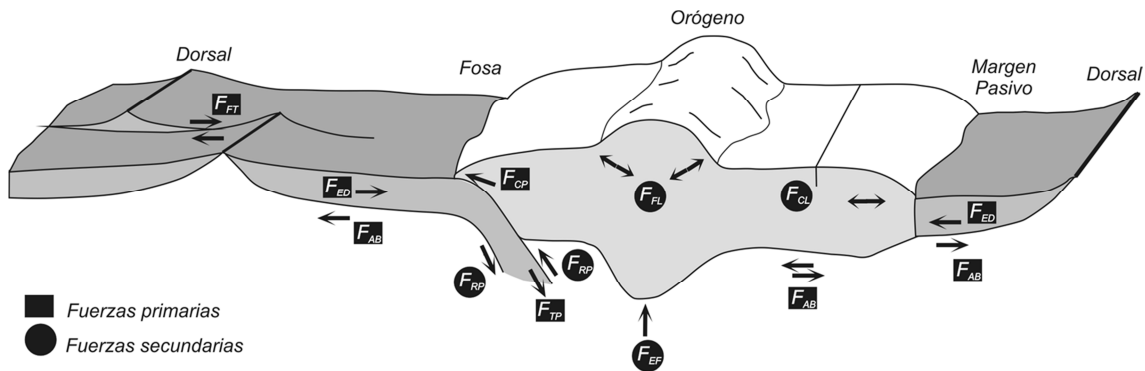


Figura 1.1 Localización y orientación relativa de las distintas fuerzas generadoras de campos de esfuerzos en la litosfera: TP (tracción de placa); DE (empuje de la dorsal); RP (resistente a la placa); CP (contacto en las placas); FT (fallas transformantes); AB (arrastre basal); EF (esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad); FL (flexión de la corteza); CL (contrastes laterales de resistencia). (Modificado de Forsyth y Uyeda, 1975; Zoback, 1992).

Fuente	Ejemplo	Tipo de esfuerzo	Escala
Aplicadas en el límite de placas	Empuje de la dorsal, colisión, subducción, arrastre basal	Primer orden	$100 \leq 1000s \text{ km}$
Grandes volúmenes	Cadenas montañosas, compensación isostática, paso de corteza oceánica a continental, diferencias de densidad en la corteza, cuencas sedimentarias	Segundo orden, rotación del campo de esfuerzos debidas a contrastes mecánicos o de densidad	$100s \text{ km}$
Fuerzas Flexurales	Deglaciación y subducción	Segundo Orden	100 s km
Zonas de Despegue	Evaporitas, arcillas sobrepresuradas, fallas de bajo ángulo	Segundo y Tercer Orden, cambios mecanicos	$10s \text{ a } 100s \text{ km}$
Grandes Terremotos	Límites de placas, importantes fallas intraplaca	Segundo y Tercer Orden, cambios temporales relacionados con ciclos sísmicos	$10s \text{ a } 100s \text{ km}$
Estructuras Geológicas	Fallas, fracturas, diapiros, pliegues	Tercer Orden, cambios mecánicos y de densidad	$0.01 \text{ a } 10s \text{ km}$

Tabla 1.1 Tipos de esfuerzos corticales (Heidbach et al., 2009).

Modelo de Bott y Kusznir (1984)		Modelo del WSM (Zoback et al., 1992)	
Tensiones renovables (sufren efecto de amplificación)	Fuerzas de borde de placa	Fuerzas de primer orden	Fuerzas de borde de placa
	Fuerzas asociadas a cargas compensadas isostáticamente		Flexión de la litosfera por cargas o cambios de densidad
			Fuerzas termoelásticas
			Fuerzas de arrastre en la base de la litosfera
			Fuerzas derivadas de la geometría de las placas
Tensiones no renovables (no sufren efecto de amplificación)	Esfuerzos de flexión	Fuerzas de segundo orden	Esfuerzos de flexión por carga
	Esfuerzos de membrana		
	Esfuerzos térmicos		Fuerzas de flotación

Tabla 1.2 Cuadro resumen de los modelos conceptuales de Bott y Kusznir (1984) y World Stress Map (Zoback et al., 1992). Tomado de Hijazo (2010).

Kusznir y Bott (1977) proponen que los esfuerzos en la litosfera son principalmente dominados por los generados en los bordes de las placas y dependen principalmente del espesor de la litosfera que soporta la carga y de sus características reológicas. Por su parte, Zoback (1992), observa que de ser así, los esfuerzos deberían ser bajos en litosferas gruesas y frías (regiones cratonizadas), pero que debido a las anisotropías de la propia litosfera dichos esfuerzos son elevados en estas zonas.

Por otro lado, Bird y colaboradores (2008) explican que los esfuerzos que dominan el movimiento de las placas se aplican en toda la extensión de la propia placa.

1.3 Medidas de esfuerzos

En este trabajo sólo se han utilizado datos de mecanismos focales para la realización del mapa de esfuerzos actuales. Sin embargo existen otras metodologías de medida del estado de esfuerzos, entre las que destacan:

- Análisis de mecanismos focales de terremotos (Angelier, 1982; Gephart y Forsyth, 1984; Harmsen y Rogers, 1986; Lana, 1986; Michael, 1987, De Vicente, 1988, Rivera, 1989; Rivera y Cisternas, 1990, Capote *et al.*, 1991, etc): único método que permite la estimación del estado de esfuerzos en todo el rango de profundidades de la litosfera. En apartados posteriores se explicará en detalle la metodología.

- Roturas de sondeos (Borehole breakouts) (Cox, 1970): utiliza las concentraciones naturales de esfuerzos alrededor de los sondeos. Se forman cuando los esfuerzos alrededor de un sondeo exceden la resistencia compresiva de la roca, disponiéndose σ_{Hmin} en el eje más largo de la rotura (Zoback *et al.*, 1985) (Figura 1.2).

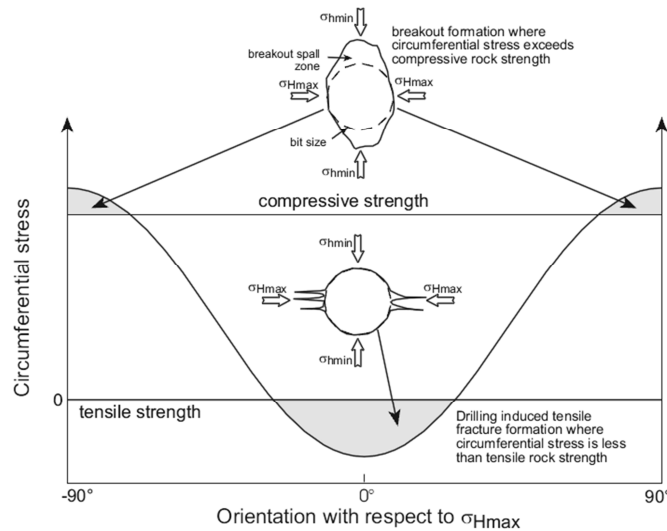


Figura 1.2 Esfuerzos alrededor de un sondeo vertical respecto la orientación de σ_{Hmax} . La rotura ocurre cuando los esfuerzos circundantes superan el límite de resistencia compresiva de la roca.

- Sobreperforación (Overcoring): medidas de esfuerzos o deformación en un volumen de roca cuando se aísla del resto del macizo.
- Fracturación hidráulica (Haimson y Fairhurst, 1969): se somete un sondeo a presión hidráulica, hasta que se desarrolla una fractura de tensión paralela a la dirección de máxima compresión (Figura 1.3). Sólo informa de la orientación de σ_{Hmax} .

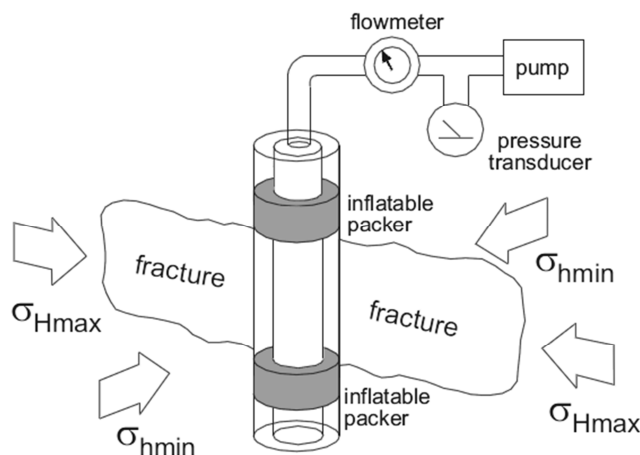


Figura 1.3 Esquema simplificado de un ensayo de fracturación hidráulica.

- Fracturas tensiles inducidas durante la perforación (drilling induced tensile fractures) (Brudy y Zoback 1999): El esfuerzo tensil es la suma del componente tensil de enfriamiento y los esfuerzos naturales concentrados alrededor del pozo. En pozos verticales σ_{Hmax} se sitúa donde los esfuerzos circundantes son menos compresivos (Figura 1.4). Se piensa que este tipo de fracturas son creadas durante la perforación ya que sólo aparece en los logs de imagen pero no en los testigos.

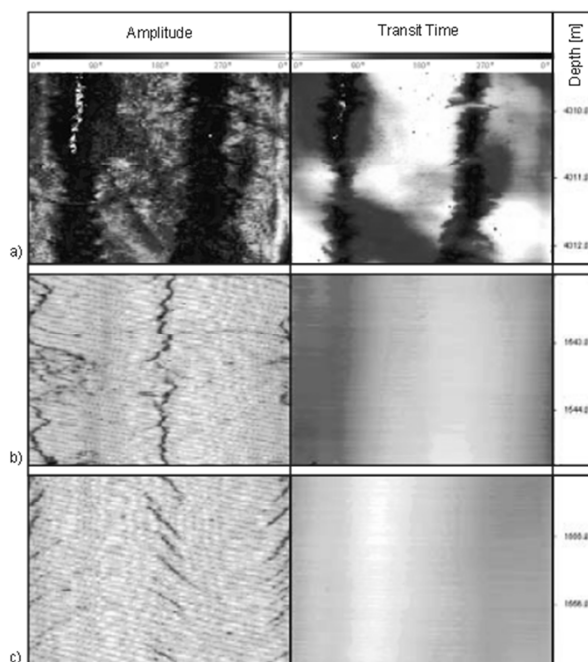


Figura 1.4 Ejemplo de a) rotura en sondeo, b) fracturas tensiles inducidas y c) fracturas en echelon.

Además de los esfuerzos actuales es posible realizar mapas de paleoesfuerzos mediante el análisis de estructuras tectónicas:

- Inversión de poblaciones de fallas: las fallas nos dan información del tensor reducido de esfuerzos (ej: Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier, 1984, 1990; Reches, 1983; Reches *et al.*, 1992; De Vicente, 1988; Delvaux, 1993, etc).
- Análisis de microestructuras frágiles: mediante el estudio de las diaclasas, estilolitos y venas se puede obtener la orientación de σ_{Hmax} y de σ_{Hmin} (Arlegüi, 1996).
- Alineaciones de edificios volcánicos activos: el emplazamiento de diques y volcanes es equivalente a un experimento de fracturación hidráulica natural (Nakamura *et al.*, 1978). Permite obtener σ_{Hmax} y σ_{Hmin} .

1.4 World Stress Map

Un mapa de esfuerzos representa la distribución en la orientación de los esfuerzos principales y/o su factor de forma que es activo en un determinado intervalo de tiempo en una zona.

A escala global el proyecto “World Stress Map” (WSM) (<http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>) lleva a cabo una recopilación de datos de indicadores de esfuerzos (Zoback *et al.*, 1992), pasando de ~7700 en 1986 a 21750 datos catalogados en 2008 (Heidbach *et al.*, 2010) (Figura 1.5), siendo el punto de referencia para trabajos regionales y locales. En este catálogo existen seis tipos de indicadores geológicos y geofísicos: mecanismos focales de terremotos, roturas en sondeos, medidas “in situ” (fracturación hidráulica y sobrepresión) e indicadores geológicos, generalmente cuaternarios. Los autores establecen cinco categorías (A-E) en función de la calidad de la medida. La calidad A significa que la orientación del esfuerzo máximo en la horizontal tiene una desviación estándar menor de 15°, mientras que para E la desviación es mayor de 40°. La base de datos se actualiza periódicamente, aunque la última versión es de 2008. El principal problema reside en la distribución espacial, ya que mientras existen zonas con gran cantidad de datos, como el mar del Norte y la región de Alberta en Canadá, en otros apenas se recoge información, como en la dorsal Centroatlántica, Siberia o el Sáhara. Para mitigar este hecho a partir del año 2005 se está elaborando otro catálogo paralelo con los datos localizados en los límites de placas establecidos por Bird (2003), en el que sólo se incluyen datos de mecanismos focales.

Data type (abbreviation)	WSM 2008 A-E quality	WSM 2008 A-C quality
Focal mechanisms (FMF, FMS, FMA)	15,689 ^a	13,959 ^b
Borehole breakouts (BO, BOC, BOT)	4125	2168
Drilling-induced fractures (DIF)	278	82
Geological: fault-slip (GFI, GFM, GFS)	434	331
HydroFrac (HF, HFG, HFP, HFM)	349	228
Borehole slotter (BS)	33	0
Overcoring (OC)	611	94
Geological: volcanic alignment (GVA)	220	98
Petal centreline fractures (PC)	9	9
Shear wave splitting (SW)	2	0
Total	21,750	16,969

Tabla 1.3 Resumen de los datos del World Stress Map (Heidbach et al., 2010)

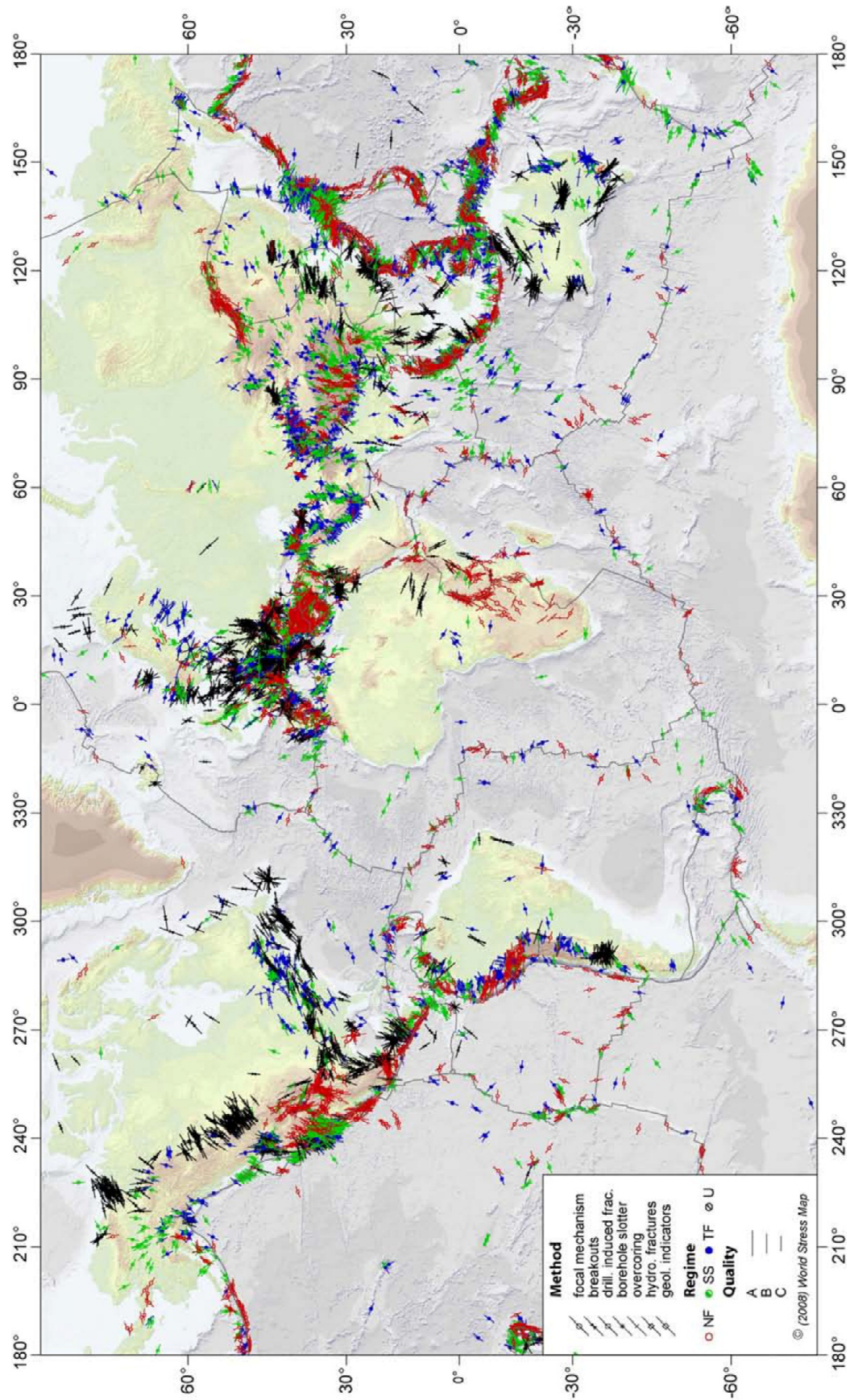


Figura 1.5 Mapa global de esfuerzos del World Stress Map 2008.

1.5 Definición del tensor de esfuerzos.

Para entender los procesos que afectan a la dinámica global hay que revisar los conceptos básicos que definen el esfuerzo. En los siguientes apartados se desarrollarán estas definiciones.

McKenzie (1969) explica apoyándose en la mecánica de rocas que los ejes P, T y B calculados en un mecanismo focal, únicamente representan la dirección en la que el terremoto radia más energía y ésta no debe confundirse con la orientación de los esfuerzos tectónicos que originaron el propio sismo. Este autor demuestra que la única restricción es que σ_1 debe estar en el cuadrante de dilatación, mientras que σ_3 debe caer en el cuadrante de compresión. Para activar el deslizamiento a lo largo de la falla, la componente de cizalla debe superar el esfuerzo crítico. En un área con fallas preexistentes, los planos orientados de tal forma que el esfuerzo de cizalla sea máximo serán los que se moverán antes. Únicamente se puede considerar que P, T y B tienen la misma orientación que los esfuerzos tectónicos en el caso de que se fracture un material homogéneo sin fricción interna.

El esfuerzo (σ) se define como la fuerza (\vec{F}) por unidad de área (\vec{A}):

$$\sigma = \vec{F}/\vec{A} \quad (1.1)$$

La unidad de medida en el Sistema Internacional es el Pascal (Pa).

Un tensor es un operador vectorial lineal de N componentes. El número de componentes viene definido por la expresión:

$$N = n^m \quad (1.2)$$

Donde n es el número de dimensiones en el espacio y m es el orden del tensor.

Para determinar el estado de esfuerzos en un punto se deben definir los esfuerzos orientados en 3 dimensiones ortogonales entre sí. Esta descripción se hace mediante el tensor de esfuerzos, que relaciona el vector \vec{F} (3 componentes) con el área unitaria (3 componentes).

De los 9 componentes resultantes, 3 actúan perpendicularmente a la superficie (esfuerzos normales) ($\sigma_{ii}, i = x, y, z$), y 6 actúan en la dirección paralela a dicha superficie (esfuerzos de cizalla) ($\sigma_{ij}, i \neq j$). Si el sólido está en equilibrio el tensor es simétrico (momento nulo) ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$) (Figura 1.6).

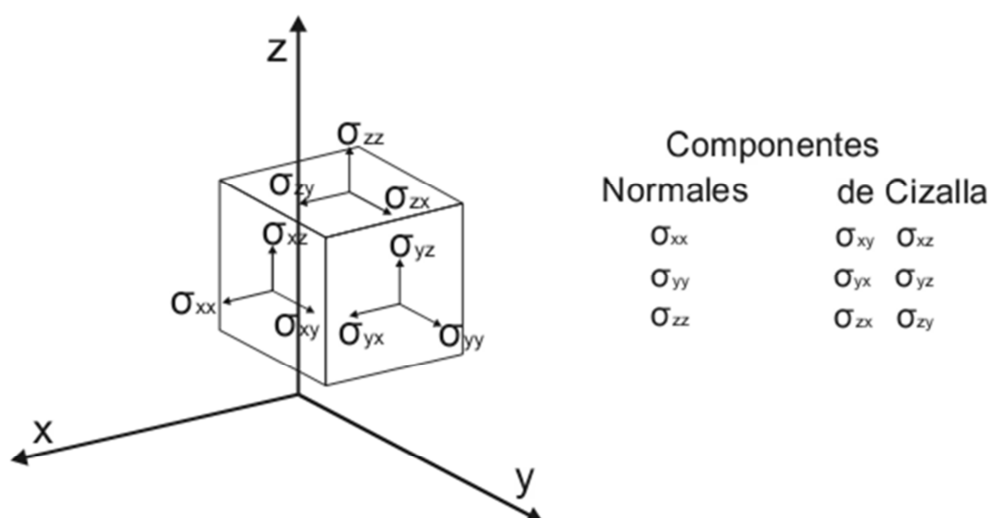


Figura 1.6 Componentes del tensor de esfuerzos (relación entre los 3 vectores de fuerzas y las 3 áreas unitarias). Los esfuerzos normales actúan perpendicularmente a la superficie, mientras que los esfuerzos de cizalla lo hacen paralelamente a dicha superficie.

En cualquier punto del espacio con un campo de esfuerzos homogéneo es posible determinar tres planos ortogonales entre si donde el esfuerzo de cizalla sea cero. Estos tres planos están referidos a un plano principal de esfuerzos. Para visualizar el estado de esfuerzos en un punto, se recurre al elipsoide de esfuerzos, que no es sino la transformación del tensor a sus ejes principales mediante una rotación. De este modo el tensor reducido está compuesto por los 3 ejes principales, con su orientación y magnitud relativa, definido por el factor de forma R.

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad \text{Factor de forma (1.3)}$$

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \quad \text{Tensor de esfuerzos reducido.}$$

La notación ha de estar referida, bien a las magnitudes relativas o absolutas de cada uno de los ejes principales, o bien a su posición en el espacio:

- Relación de magnitudes relativas o absolutas: σ_1 , σ_2 y σ_3 (siendo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$)
- Notación con respecto a su posición en el espacio:
 - esfuerzos principales en la horizontal: σ_x y σ_y , siendo $\sigma_y(\sigma_{H \max}) \geq \sigma_x(\sigma_{H \min})$
 - esfuerzo en la vertical: $\sigma_z(\sigma_{VERT})$

Debido a que no es posible que exista esfuerzo de cizalla en la superficie de la tierra, uno de los esfuerzos principales en la corteza superior tiene que estar orientado perpendicular a dicha superficie. En general, uno de los esfuerzos principales está a menos de 20° de la vertical excepto en casos con una topografía muy acusada (McGarr y Gay, 1978) o en zonas de subducción. Por lo tanto los otros dos ejes serán horizontales a la superficie.

1.6 Esfuerzo normal y Esfuerzo de cizalla.

Las ecuaciones más útiles para entender el concepto de esfuerzo son las del esfuerzo normal (σ_n) y de cizalla (τ) en términos de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3), siendo el sistema de coordenadas O_{xy} donde se anulan los esfuerzos de cizalla. La deducción de estas ecuaciones se fundamenta en el problema de balance de fuerzas, que asume que un cuerpo sujeto a unas fuerzas está en equilibrio si todas las fuerzas en cualquier dirección se anulan mutuamente (la suma es igual a cero) (Figura 1.7).

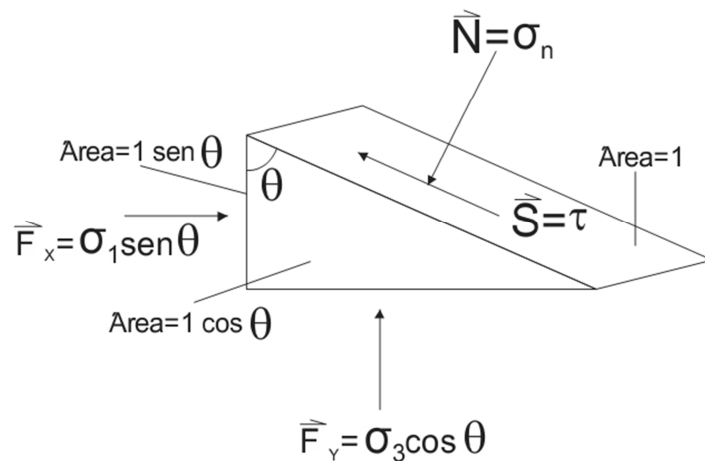


Figura 1.7 Fuerzas que actúan paralelamente a la cara frontal de un sólido.

Consideremos un sistema de coordenadas O_{xy} con una línea arbitraria AB que corta a los ejes x e y . Esto nos da un triángulo recto AOB de lados OA (paralelo a O_x) y OB (paralelo a O_y) y con hipotenusa AB . A lo largo de la línea AB podemos aplicar un vector de esfuerzos p que forme un ángulo θ con el eje x . Recordemos que $p = \delta f / \delta A$ cuando $\delta A \rightarrow 0$, por lo que un vector puede representar los esfuerzos en un punto. Los esfuerzos pueden también representarse sobre una línea (2D) o una superficie (3D) (Figura 1.8). El vector de esfuerzos p puede resolverse en componentes paralelas a los ejes x e y : $p = p_x + p_y$. Ya que el triángulo ABO está en equilibrio, la suma de los vectores fuerza en todas las caras debe compensarse. En 2D, el esfuerzo multiplicado por la longitud nos dará un vector-fuerza, por lo que:

$$P_x AB = \sigma_x OB + \tau_{yx} OA \quad (1.4)$$

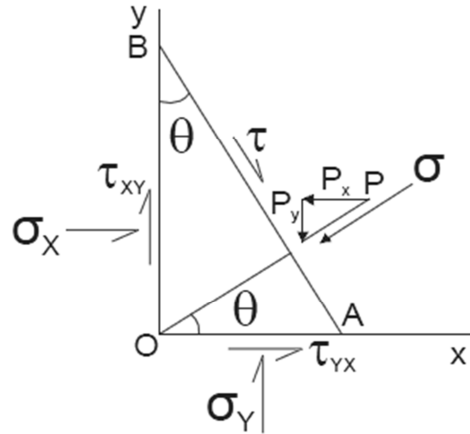


Figura 1.8 Balance general de fuerzas sobre un triángulo unidad.

Si la longitud $a = AB$, entonces:

$$A * \cos\theta = OB \quad (1.5)$$

$$a * \sin\theta = OA \quad (1.6)$$

Al dividir por la longitud a , entonces:

$$p_x = \sigma_x * \cos\theta + \tau_{yx} * \sin\theta \quad (1.7)$$

$$p_y = \sigma_y * \sin\theta + \tau_{xy} * \cos\theta \quad (1.8)$$

Si consideramos un esfuerzo normal y un esfuerzo de cizalla a lo largo de AB en términos de componentes del vector de esfuerzos:

$$\sigma_n = p_x * \cos\theta + p_y * \sin\theta \quad (1.9)$$

$$\tau = p_y * \cos\theta - p_x * \sin\theta \quad (1.10)$$

Como:

$$\sin 2\theta = 2 \sin\theta * \cos\theta \quad (1.11)$$

$$\cos 2\theta = \cos^2\theta - \sin^2\theta \quad (1.12)$$

Entonces:

$$\sigma_n = \sigma_x * \cos^2\theta + 2\tau_{xy} * \sin\theta * \cos\theta + \sigma_y \sin^2\theta \quad (1.13)$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_y - \sigma_x)\sin 2\theta + \tau_{xy} * \cos 2\theta \quad (1.14)$$

Estas son las ecuaciones generales para un sistema de esfuerzos en la que no se conoce la orientación de los esfuerzos principales. La invariancia respecto al sistema de coordenadas, permite aplicar un giro al sistema de referencia, manteniendo las ecuaciones idénticas. Así se puede aplicar un giro tal que los esfuerzos de cizalla sean cero, por lo que esta dirección los únicos esfuerzos existentes son los normales, que se denominan como esfuerzos principales, σ_1 y σ_2 .

El esfuerzo normal resulta:

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) * \cos 2\theta \quad (1.15)$$

Y el esfuerzo de cizalla:

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) * \sin 2\theta \quad (1.16)$$

1.7 Tipos de régimen de esfuerzos

Anderson (1951) establece que los esfuerzos horizontales y verticales son los esfuerzos principales y establece tres posibles estados de esfuerzos, asociándolos a los tipos de fallas, de acuerdo a las magnitudes relativas de esfuerzos (Figura 1.9).

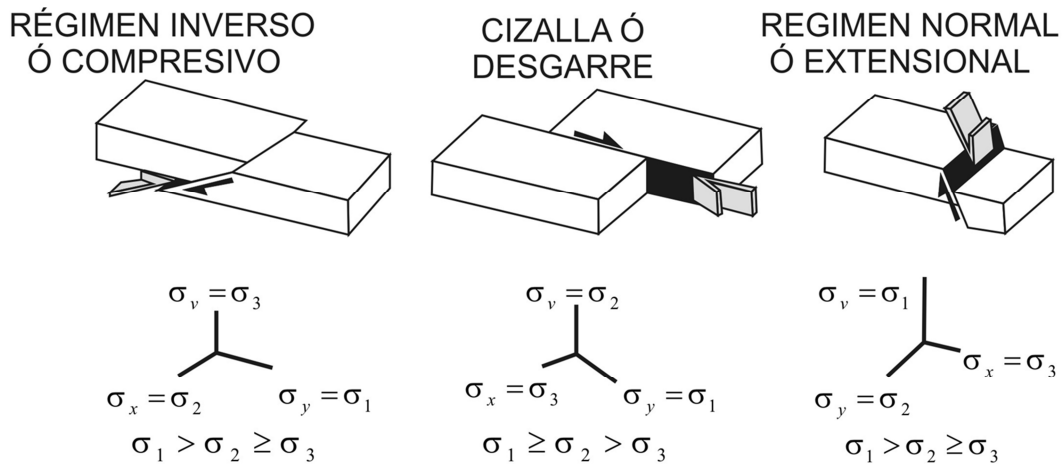


Figura 1.9 Regímenes tectónicos puros en función de la orientación de los ejes de esfuerzos.

1.8 El estado de esfuerzos en la Corteza

Cuando se estudia el estado de esfuerzos es conveniente considerar el estado de referencia de esfuerzos que existiría en ausencia de esfuerzos tectónicos y heterogeneidades de densidad (McGarr, 1988). El estado de esfuerzos más sencillo que podemos encontrar es el esfuerzo litostático en un magma:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 \Rightarrow \sigma_{Hmaz} = \sigma_{hmin} = \sigma_v = P_m \quad (1.17)$$

Donde P_m es la presión dentro del magma. El estado litostático de esfuerzos implica que las rocas no sufren esfuerzos de cizalla y se comporta como un fluido (Engelder, 1993). Este estado de esfuerzos es normal tanto en el manto como en el núcleo, siendo más extraño en la litosfera.

La deformación axial asume que las rocas están constreñidas lateralmente y se deforma elásticamente (Engelder, 1993). En este estado de esfuerzos, el esfuerzo horizontal aumenta en función de la profundidad de enterramiento, pero en menor medida que el vertical.

$$\sigma_{Hmax} = \sigma_{hmin} = \left[\frac{\gamma}{1 - \gamma} \right] \sigma_v = \left[\frac{\gamma}{1 - \gamma} \right] \rho g z \quad (1.18)$$

Donde γ es el coeficiente de Poisson, que varía entre 0 y 0.5, g es la aceleración de la gravedad y z la profundidad. Cuando $\gamma = 0.5$ (un fluido) la deformación uniaxial es igual que la presión litostática. Este estado es similar al que se encuentran los depósitos más recientes en una cuenca sedimentaria.

El estado de esfuerzos de la litosfera queda determinado por este valor (1.18) más la suma de los esfuerzos generados por cambios laterales del potencial gravitacional causado por variaciones de densidad y topografía, así como por los esfuerzos transmitidos desde los bordes de las placas.

1.9 Esfuerzo efectivo y análisis de rotura

Las rocas en estado natural están sometidas a presión de fluidos. Ésta tiene una influencia crítica en la fracturación de las rocas porque el esfuerzo efectivo, no el esfuerzo total, controla la deformación de la roca (Terzaghi, 1943). El esfuerzo efectivo (σ') es la diferencia entre el esfuerzo total aplicado (σ) y la presión de fluidos (P_o).

$$\sigma' = \sigma - P_o \quad \text{Ley de Terzaghi (1.19)}$$

La mayoría de las rocas obedecen la ley de Terzaghi, que establece que a una presión P_o en el fluido de una roca causará la misma reducción en el pico de esfuerzos normales como la causada por la reducción de la presión confinante en una cantidad igual a P_o .

El diagrama de Mohr es comúnmente utilizado para estudiar el comportamiento de la rotura de las rocas. Para rocas intactas, el criterio de rotura de Coulomb para deslizamiento friccional queda definido por (Figura 1.10):

$$\tau = C + \mu (\sigma_n - P_0) \quad \text{Criterio de rotura de Mohr-Coulomb (1.20)}$$

Donde C es la cohesión y μ es el coeficiente de fricción interna. Para planos pre-existent, donde no hay cohesión ($C=0$), la envolvente representada por una línea recta pasará por el origen (Figura 1.10).

Medidas de laboratorio, analizando un amplio rango de rocas, sugieren que el coeficiente de fricción interna, μ , está comprendido entre 0.6 y 1 (Byerlee, 1978). Este valor experimental parece ser aplicable a escala cortical (Zoback y Healy, 1984).

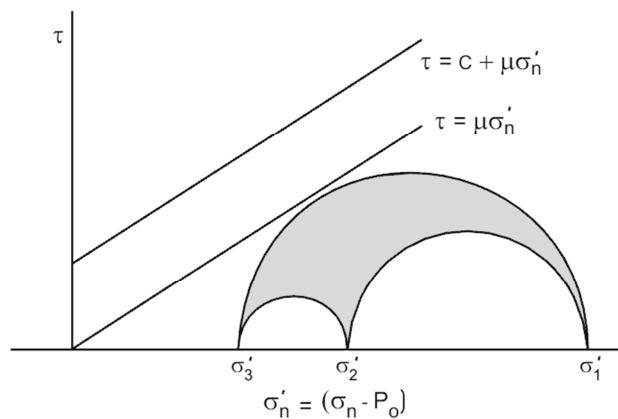


Figura 1.10 Diagrama tridimensional de Mohr en el que se representa el esfuerzo de cizalla contra el esfuerzo normal. El criterio de rotura de Mohr-Coulomb para rocas intactas y para fracturas pre-existent.

La fricción en las rocas resulta muy importante ya que controla numerosos y diversos procesos en la corteza terrestre, como pueden ser: pliegues por deslizamiento flexural, terremotos, deslizamientos de ladera, subducción, movimientos de tipo desgarre en importantes límites de placa. En último término, es la resistencia a la fricción lo que controla la magnitud de los esfuerzos diferenciales en el interior de la corteza terrestre, ya que determina el nivel de esfuerzo de cizalla (τ) requerido para inducir el deslizamiento a lo largo de cualquier discontinuidad previa.

El modelo de la tectónica de placas sugiere también, que grandes bloques de litosfera se deslizan por encima del manto astenosférico. La corteza terrestre está intensamente penetrada por discontinuidades, lo que hace que los esfuerzos estén fundamentalmente controlados por la fricción, y no por la resistencia de las rocas intactas.

La generación de fracturas, especialmente las de cizalla, es un fenómeno local que tiene lugar a escalas relativamente pequeñas. La medida de esfuerzos “in situ” indica que el esfuerzo diferencial en buena parte de la corteza es ligeramente inferior o similar a la resistencia friccional de las rocas donde se mide.

Siguiendo el diagrama de Mohr, la fricción interna (μ) es la pendiente de la recta, cuando pasa por el origen. Pero si hay cohesión, corta el eje τ en un punto distinto de cero:

$$\mu_0 = (\tau - C) / \sigma_n \quad (1.21)$$

Donde μ_0 es el coeficiente de fricción al deslizamiento, que predice el ángulo de rotura por cizalla, mientras que μ (coeficiente de fricción interna) predice el ángulo de deslizamiento friccional.

1.10 Límite friccional

Los esfuerzos a los cuales las rocas son sometidas en la corteza terrestre nos dan información de los límites “in situ”. La rotura por cizalla sucede cuando el radio del esfuerzo de cizalla se hace muy grande (Byerlee, 1978). La rotura por cizalla reduce el radio del esfuerzo principal por debajo del nivel crítico (Barton y Zoback, 1994) (Figura 1.11a). En el régimen normal de esfuerzo, la rotura por cizalla incrementa σ_{hmin} lo que desplaza el círculo de Mohr por debajo de la envolvente de rotura (Zoback y Healy, 1992) (Figura 1.11b). En el caso del régimen inverso, se reduce σ_{Hmax} , lo que desplaza igualmente el círculo de Mohr por debajo de dicha envolvente.

El radio del esfuerzo efectivo que causa deslizamiento en un plano pre-existente óptimamente orientado respecto el campo de esfuerzos fue determinado por Jaeger y Cook (1979).

$$\frac{\sigma_1 - P_0}{\sigma_3 - P_0} = \left[(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu \right]^2 \quad (1.22)$$

Esta relación establece unos límites friccionales del radio de esfuerzo efectivo para planos óptimamente orientados y sin cohesión (Zoback y Healy, 1984).

En el caso de fallas normales:

$$\frac{\sigma_v - P_0}{\sigma_{hmin} - P_0} = \left[(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu \right]^2 \quad (1.23)$$

En el caso de fallas de desgarre:

$$\frac{\sigma_{Hmax} - P_0}{\sigma_{Hmin} - P_0} = [(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu]^2 \quad (1.24)$$

Y en el caso de fallas inversas:

$$\frac{\sigma_{Hmax} - P_0}{\sigma_v - P_0} = [(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu]^2 \quad (1.25)$$

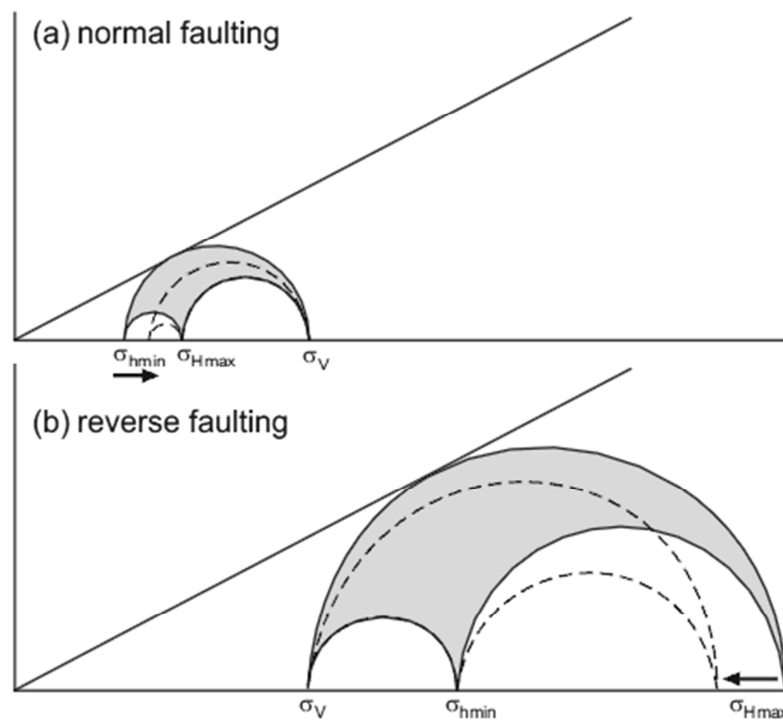


Figura 1.11 La rotura por cizalla incrementa σ_{min} en el régimen normal y reduce σ_{max} en el caso inverso. En ambos, el radio del círculo de Mohr disminuye alejándose de la envolvente de rotura. Nótese que σ_v (presión de enterramiento) permanece invariable en cualquier régimen de esfuerzos a una profundidad dada. Tomado de Barton y Zoback (1994).

Los valores admisibles para los esfuerzos horizontales en la corteza terrestre se muestran en la (Figura 1.12). La profundidad ha sido normalizada dividiendo los esfuerzos horizontales entre el esfuerzo vertical, lo que permite estudiar todas las profundidades en un único diagrama.

Stüwe (2002) establece la variación de la fracturación frágil en función de la profundidad y del esfuerzo normal o presión litostática (Figura 1.13).

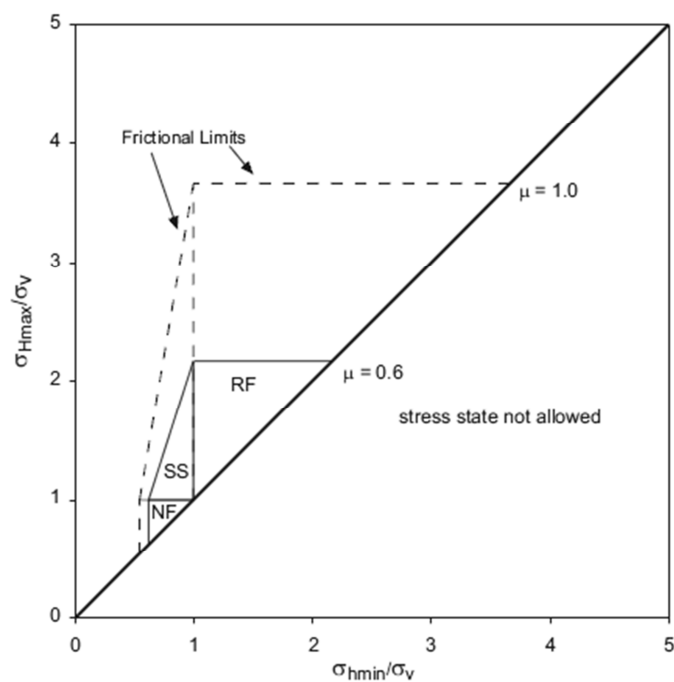


Figura 1.12 Límites friccionales de los esfuerzos basados en la resistencia friccional de un plano favorablemente orientado para μ 0.6 y 0.7. El área está dividida siguiendo los campos propuestos por Anderson (1951). RF= fallas inversas; SS= desgarres; NF= fallas normales. Tomado de Moos y Zoback (1990).

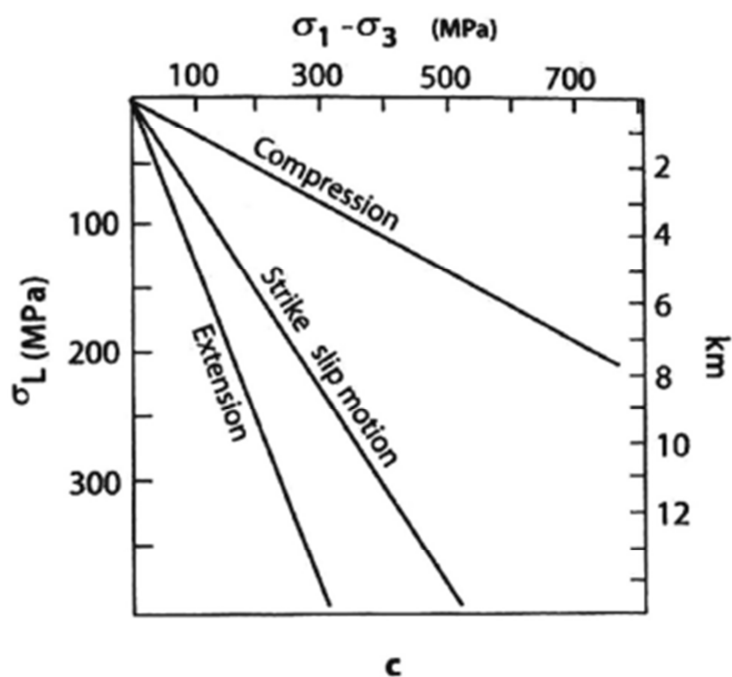


Figura 1.13 Fractura frágil como función de la profundidad y esfuerzo normal o presión litostática (Stüwe, 2002).

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS DE ESFUERZOS A PARTIR DE MECANISMO FOCALES DE TERREMOTOS

Los mecanismos focales proporcionan información de la orientación y de las magnitudes relativas de los esfuerzos principales. Su registro permite analizar volúmenes importantes de roca con un amplio rango de profundidades, hecho que lo diferencia del resto de metodologías limitadas a medidas únicamente superficiales (Zoback y Zoback, 1991). En este trabajo se limitan los resultados a los 30 km de profundidad, espesor medio de la corteza continental. Además este tipo de datos suman un 60 % del catálogo del WSM (Heidbach *et al.*, 2010) por lo que representan el dato más significativo a la hora de estudiar los esfuerzos en la corteza terrestre.

En los últimos años la mejora en las redes de sismógrafos de los distintos organismos así como el refinamiento en el método de cálculo hace que los datos obtenidos sean muy fiables y se cubran regiones que debido a las bajas tasas de deformación hasta el momento no tenían suficiente información para este tipo de análisis. El umbral de cálculo para las redes regionales ha bajado hasta $M_w \geq 3.5$ lo que ha permitido realizar estudios del estado de esfuerzos de una forma más detallada ya que previamente estos trabajos estaban condicionados a terremotos de magnitud importante. Además estos mecanismos, en numerosas ocasiones calculados mediante el método de polaridades, generaban información incompleta y sesgada, de la orientación de los planos e incluso existía incertidumbre del tipo de mecanismo.

En una primera aproximación, muchos autores toman los ejes P, T y B, como σ_1 , σ_2 y σ_3 . Sin embargo los ejes P, T y B del mecanismo focal, pueden diferir mucho de las direcciones principales de esfuerzos ya que por ejemplo el eje P marca la máxima amplitud del patrón de radiación de las ondas primarias en el cuadrante de dilataciones. McKenzie (1969) demuestra que σ_1 puede estar en cualquier lugar dentro del cuadrante extensional del mecanismo. Angelier (1994) demuestra que la posición de σ_1 depende de la orientación del plano de falla, de la forma del tensor, definido por la razón de esfuerzos (R) y de los parámetros mecánicos del plano de falla, especialmente el coeficiente de fricción (μ). En terremotos con rotura superficial se observa que ésta está asociada a planos preexistentes.

En los análisis de inversión de esfuerzos aplicados en este trabajo, se asume, de modo implícito, que en el proceso de fracturación de la corteza superior aparecen una serie de propiedades geométricas invariantes al cambio de escala, cuya expresión más evidente es la ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1949; De Vicente *et al.*, 2005). Bajo esta perspectiva resulta posible realizar la inversión sin tener en cuenta, o escalar, las fallas o mecanismos focales según su magnitud. Del mismo modo, no hay una magnitud mínima representativa del estado de esfuerzos tectónicos, por lo que el único criterio aplicable es el de la calidad de los mismos.

2.1 Cálculo de Mecanismo Focal

La solución del mecanismo focal de un terremoto (MF) es el resultado del análisis de las formas de las ondas sísmicas generadas por un terremoto registradas en una serie de estaciones sísmicas en forma de sismogramas.

El término mecanismo focal fue utilizado por primera vez por Perry Byerly a finales de la década de 1920 y principios de la siguiente, cuando estaba a cargo del desarrollo de la red de estaciones sísmicas del departamento de Geología de la Universidad de Berkeley, donde desarrolló la mayoría de su carrera investigadora. Byerly publicó muchos artículos sobre la descripción y análisis del fenómeno sísmico, aunque quizás su mayor contribución en este sentido fue el estudio de las primeras llegadas de las ondas P y S registradas en los sismogramas y como el sentido de desplazamiento del plano de falla puede ser discriminado a partir de las primeras llegadas (Verhoogen, 1995). La importancia de este descubrimiento se demostró cuando en la década de los 60 del siglo XX se pudo diferenciar el sentido de movimiento de las fallas transformantes ambas descritas en la tectónica de placas (Wilson, 1965).

2.1.1 El patrón de radiación de las ondas sísmicas

La amplitud de las ondas sísmicas, y por tanto la energía ($\varepsilon \propto A^2$) disminuye con la distancia recorrida, denominándose a este proceso atenuación. Esto se debe a que esa energía se distribuye cada vez por un mayor volumen de material (atenuación geométrica) y porque parte de la energía elástica se convierte en calor debido a rozamientos friccionales cuando el medio no es perfectamente elástico (atenuación reológica). Pero además de esa disminución general en función de la distancia recorrida, la amplitud de las Ondas P y S también depende del ángulo con que los rayos sísmicos dejan la fuente. La manera de analizar esta variación es mediante el patrón de radiación de las Ondas P y S, que representa la amplitud de cada una de estas ondas frente al ángulo θ entre el plano de falla y el rayo sísmico (Figura 2.1).

Este factor geométrico se puede calcular matemáticamente asumiendo un modelo para el mecanismo de la fuente. Son clásicos dos modelos, que suponen la actuación sobre el plano de

falla de: a) un único par de fuerzas (modelo de pareja simple) y b) dos pares de fuerza ortogonales (modelo de pareja doble).

Ambos modelos proporcionan un patrón para las Ondas P con cuatro lóbulos con máximas amplitudes separados por el plano de falla y un plano perpendicular, y que presentan sentidos contrarios (dos en compresión y dos en dilatación). Las máximas amplitudes de las ondas P se localizan a 45° del plano de falla y del otro plano perpendicular, es decir, en las bisectrices de los cuadrantes de dilatación definidos por ambos planos.

Sin embargo, el patrón producido para las Ondas S en ambos modelos difiere claramente: el modelo de pareja simple proporciona dos únicos lóbulos, con las máximas amplitudes orientadas perpendicularmente al plano de falla y sentido de movimiento contrario.

El modelo de pareja doble proporciona cuatro lóbulos ortogonales entre sí con máximas amplitudes a 90° de ambos planos y sentidos de movimiento contrarios.

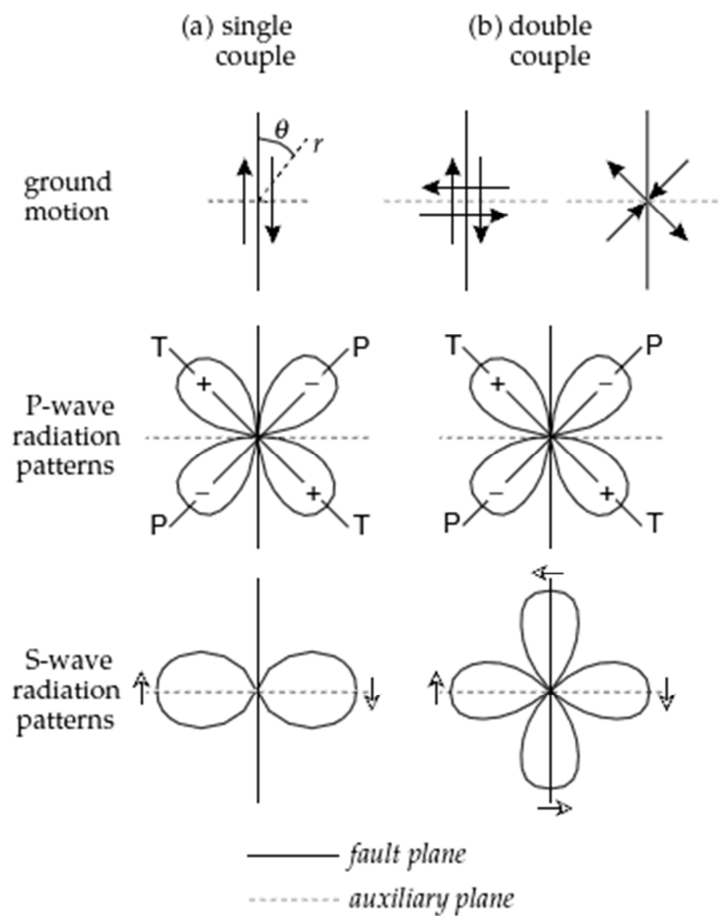


Figura 2.1 Representación del patrón de radiación para las Ondas P y S para un modelo de pareja simple (izquierda) y pareja doble (derecha) (Lowrie 1997).

Los datos experimentales demuestran que existen cuatro lóbulos perpendiculares de máxima amplitud para las Ondas S, por lo que durante el movimiento de una falla actúan dos pares de fuerzas, que definen cuatro lóbulos de amplitudes contrarias separados por dos planos perpendiculares: uno es la falla y el otro se denomina plano auxiliar. A pesar de que este segundo plano no es un plano real, es imposible distinguir, desde el punto de vista del análisis de la vibración de las partículas, cual de ambos planos es el plano de falla real.

Las máximas amplitudes de las ondas P se producen en la bisectriz de los cuadrantes (a 45° del plano de falla). Estas zonas de máxima amplitud en los desplazamientos se denominan ejes P (presión) y T (tensión), y son los bisectores del plano de falla y del plano auxiliar (Figura 2.2).

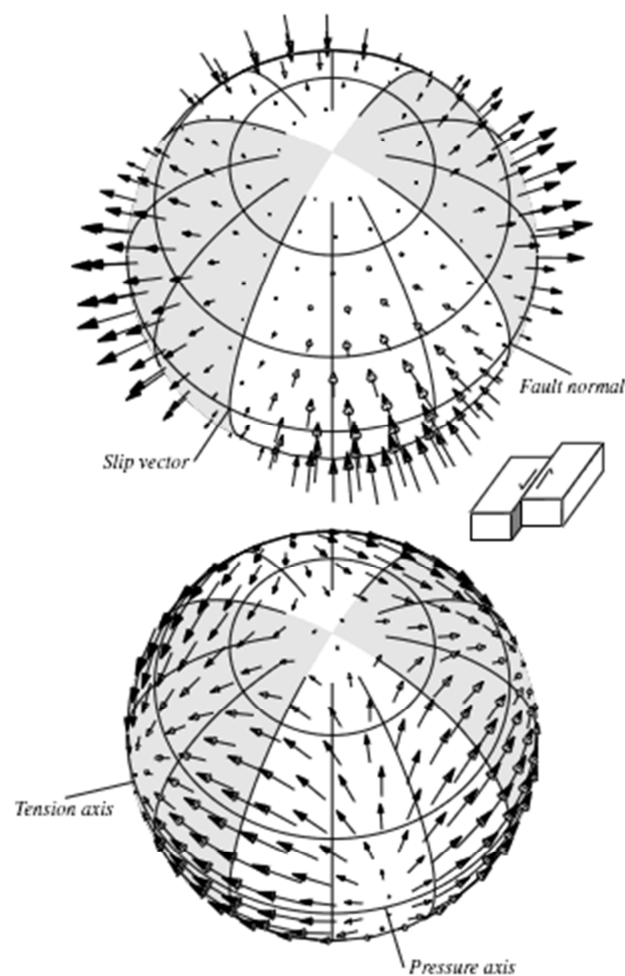


Figura 2.2 Representación gráfica en una esfera de radio unitario de la amplitud de las ondas P (arriba) y ondas S (abajo) frente a la orientación del plano de falla (y del plano auxiliar). En blanco ese representa el cuadrante de dilataciones y en gris el de compresiones. Tomado de Shearer (1999).

2.1.2 Métodos de cálculo de Mecanismos Focales

Para conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan sobre ella y el medio que recorren las ondas, es necesario utilizar simplificaciones relacionadas con el modelo de tierra supuesto y con las dimensiones del foco.

2.1.2.1 Método de las primeras polaridades de ondas P

Byerly descubrió que al representar en la proyección estereográfica isógona (falsilla de Wulff) la localización de los sismógrafos que registran un terremoto y en cada una de éstas la polaridad de la primera llegada de la onda P, ya sea compresiva (Up, en sólido) o de dilatación (Down, en blanco). Una vez todos los puntos están representados, se buscan dos planos perpendiculares entre sí que separen las polaridades hacia arriba (Up) y hacia abajo (Down). Estos planos se denominarán planos nodales, uno de ellos es el plano de falla y el otro un plano auxiliar (Figura 2.3 y Figura 2.4). La incertidumbre en el cálculo de las orientaciones de los planos depende del número de estaciones y de su distribución espacial. En general se necesitan muchos datos para poder definir adecuadamente los cuadrantes de dilatación y compresión, y además, que estas estaciones estén bien distribuidas espacialmente cubriendo todos los azimuts alrededor del epicentro.

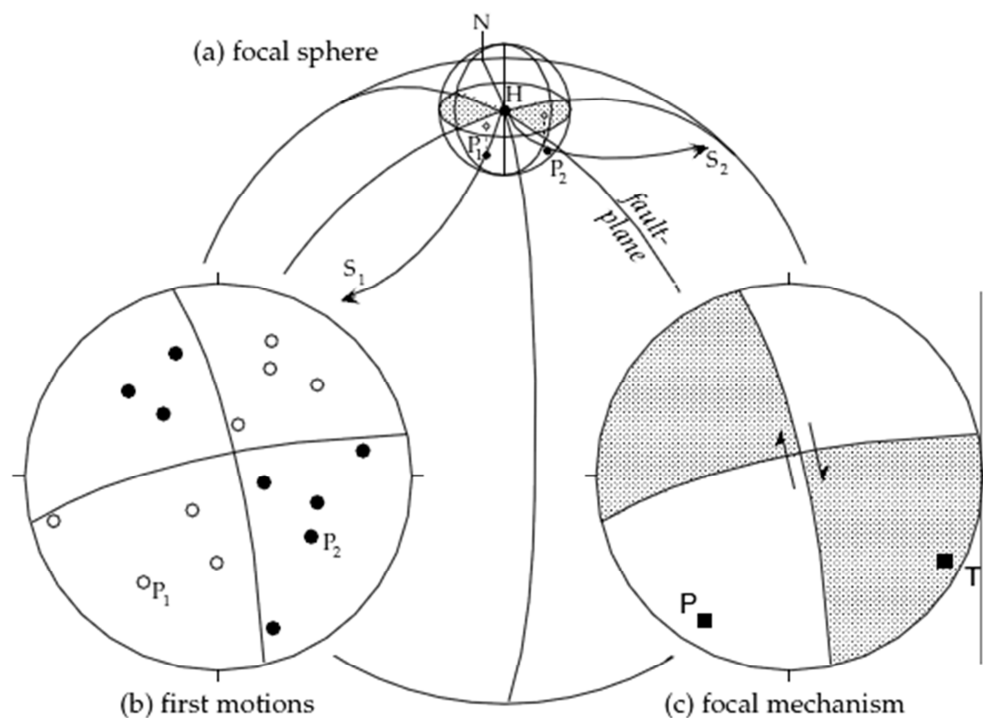


Figura 2.3 Representación del cálculo del mecanismo focal del terremoto mediante el método de las primeras polaridades de Ondas P (Lowrie 1997).

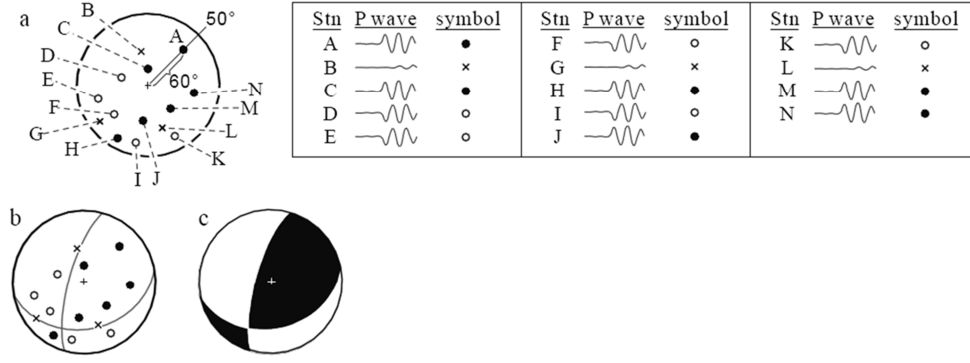


Figura 2.4 Obtención de las polaridades de movimiento vertical para la Fase P de diferentes estaciones sísmicas, (A-N) y representación en proyección estereográfica de dichas polaridades para la obtención del mecanismo de foco del terremoto. a) Proyección estereográfica de las primeras llegadas, b) planos nodales y c) mecanismo focal resultante (Cronin2004).

2.1.2.2 Cálculo Tensor Momento Sísmico

Consideremos una Tierra continua, elástica y esférica. Para describir los procesos y consecuencias de un terremoto, se tienen que usar los términos de deformación interna. Las cuatro leyes de conservación son: conservación de la masa, el momento, el momento angular y la energía. Si añadimos la ley de la gravitación universal de Newton, el equilibrio inicial de la Tierra queda definido. Cuando se genera un terremoto, el desplazamiento $(s(x, t))$ en una localización precisa (x) es perturbada de su posición de equilibrio en un momento determinado (t) dentro de un medio con una densidad dada (ρ_0) .

La linearización del momento de equilibrio Euleriano, incluyendo las leyes de conservación, es válida para pequeñas perturbaciones del estado de equilibrio de la Tierra, con una densidad inicial (ρ_0) y potencial gravitatorio Φ_0 .

$$\rho_0 \vartheta_t^2 s = \nabla \cdot \sigma - \rho_0 (\nabla \Phi + s \nabla^2 (\Phi_0 + \varphi) + 2\Omega \times \vartheta_t s) \quad (2.1)$$

El término de la izquierda es la fuerza de una masa acelerada. Los términos de la derecha se corresponden a la fuerza asociada con la perturbación del estado de esfuerzos (σ) , la fuerza gravitacional expresada como un gradiente del potencial gravitacional (Φ) , la fuerza resultante del potencial gravitacional inicial y el potencial centrífugo (φ) y la fuerza de Coriolis causada por la rotación de la Tierra con una velocidad angular uniforme (Ω) .

Para conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas, es necesario utilizar las siguientes simplificaciones relacionadas con el modelo de tierra supuesto y con las dimensiones del foco:

- El modelo más sencillo consiste en considerar la Tierra como un medio elástico homogéneo y el foco sísmico como un punto en el cual actúan sistemas de fuerzas que representan una fractura (aproximación de fuente puntual), válida si la longitud de onda de la señal utilizada es mayor que la dimensión del foco.
- Otra simplificación es suponer que la distancia entre el observador y el foco es mucho mayor que las dimensiones del mismo (aproximación de campo lejano).
- Una tercera simplificación, es trabajar a distancias epicentrales mayores de 30° , para evitar la triplicación de los rayos que tienen su punto de reflexión en el manto superior, y distancias menores de 90° para evitar las ondas P que penetran en el núcleo interno. A estas distancias telesísmicas (entre 30° y 90°), la tierra puede aproximarse a un medio elástico, homogéneo e isótropo (Coca, 1999).
- Para representar las fuerzas que actúan en el foco sísmico se utiliza el modelo de fuerzas equivalentes donde se acepta que los desplazamientos en la superficie terrestre son idénticos a los que tienen lugar en la fuente sísmica.

Gilbert en 1971 propone expresar los desplazamientos producidos por un terremoto en términos del Tensor Momento Sísmico (Figura 2.5 y Figura 2.6). Dziewonski *et al.* (1981), realizan una aproximación al mecanismo de la fuente, usando datos de un amplio rango de fases de velocidad, asumiendo que el tensor momento sísmico no varía con la frecuencia, y que la fuente es una función de tipo escalón en el tiempo. Esta aproximación se ha convertido en un importante instrumento en las estimaciones rutinarias de los principales parámetros de la fuente sísmica (coordenadas hipocentrales y tensor de momento sísmico), para terremotos con tamaño moderado. Al igual que en los métodos de polaridad de la primera llegada de la onda P, la calidad de la inversión del tensor momento sísmico depende de las trazas disponibles y de la distribución azimutal de estaciones sobre la fuente.

Existen diversos métodos para el cálculo del mecanismo focal a partir del modelado de formas de onda. El objetivo del procedimiento de inversión es encontrar los pesos que dan el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y los observados (Función de Green) (Aki y Richards, 1980). Dados unos parámetros iniciales (tiempo de origen, coordenadas epicentrales y profundidad), se deriva un tensor momento inicial. Este grupo de parámetros representa los valores iniciales para un procedimiento iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor momento son encontrados simultáneamente con cambios en los parámetros hipocentrales. En general este método es estable y converge rápidamente (Figura 2.7).

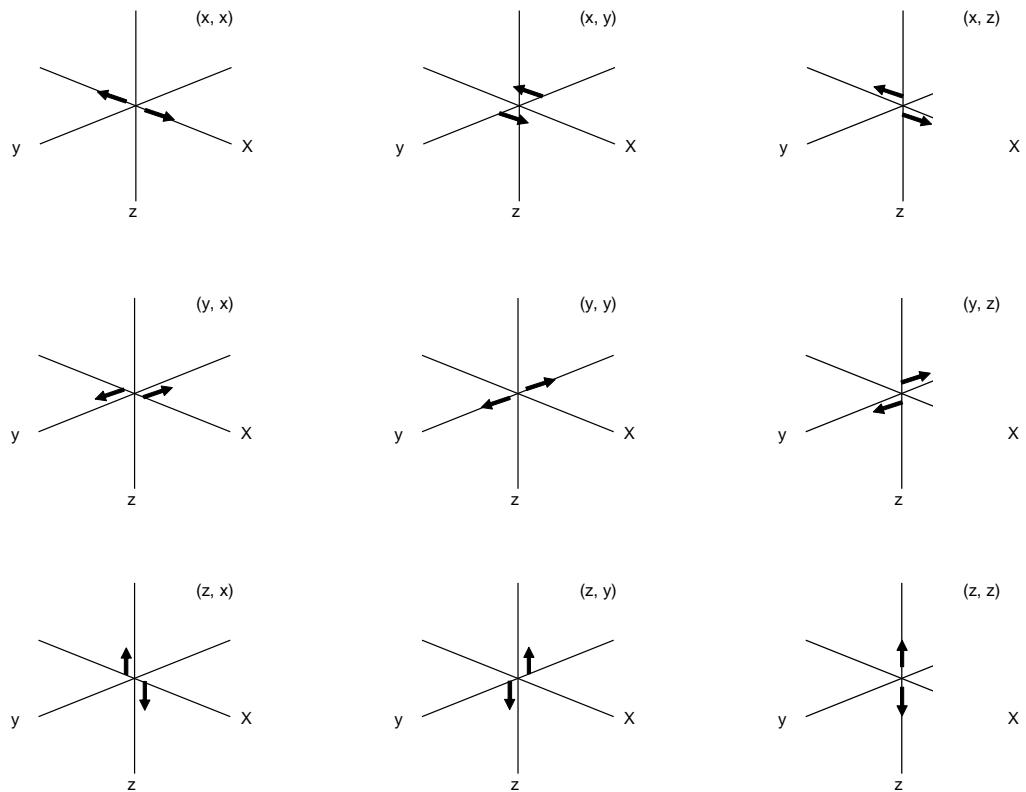


Figura 2.5 Los nueve pares de fuerzas del Tensor Momento Sísmico.

El tensor momento sísmico tiene seis componentes independientes, en las cuales el momento angular para fuerzas equivalentes en la fuente desaparece. El doble par de fuerzas es un caso especial del momento desviatorio, con la restricción que la determinante de M , es cero.

Moment Tensor	Beachball	Moment Tensor	Beachball
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	

Figura 2.6 Momentos sísmicos más comunes y su representación como mecanismo focal.

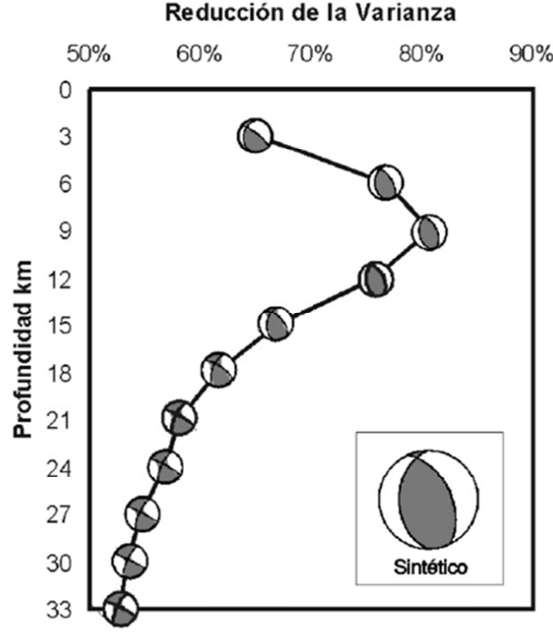


Figura 2.7 Representación gráfica de la reducción de la varianza frente a la profundidad desde el tensor de momento inicial mediante un procedimiento iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor momento se calculan simultáneamente a los cambios en los parámetros hipocentrales.

El tensor momento sísmico tiene seis componentes independientes, en las cuales el momento angular para fuerzas equivalentes en la fuente desaparece. El doble par de fuerzas es un caso especial del momento desviatorio, con la restricción que el determinante de M , es cero.

$$M = \begin{matrix} & M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ \begin{matrix} M = \\ M_{yx} \\ M_{zx} \end{matrix} & \begin{matrix} M_{yx} \\ M_{zy} \end{matrix} & \begin{matrix} M_{yy} \\ M_{yz} \end{matrix} & \begin{matrix} M_{yz} \\ M_{zz} \end{matrix} \end{matrix} \quad \begin{matrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{matrix}$$

Para un doble par de fuerzas, las componentes cartesianas del tensor momento pueden ser expresadas en términos de rumbo (Φ), buzamiento (δ) y deslizamiento (λ) de la cizalla (plano de falla) y el momento sísmico escalar M_0 (Aki y Richards, 1980):

$$M_{xx} = -M_0 (\sin\delta \cos\lambda \sin 2\Phi + \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\Phi) \quad (2.2)$$

$$M_{xy} = M_0 (\sin\delta \cos\lambda \cos 2\Phi + 0.5 \sin 2\delta \sin\lambda \sin^2\Phi) \quad (2.3)$$

$$M_{xz} = -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \cos\Phi + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\Phi) \quad (2.4)$$

$$M_{yy} = M_0 (\sin\delta \cos\lambda \sin 2\Phi - \sin 2\delta \sin\lambda \cos^2\Phi) \quad (2.5)$$

$$M_{yz} = -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \sin\Phi - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\Phi) \quad (2.6)$$

$$M_{zz} = M_0 \sin 2\delta \sin\lambda \quad (2.7)$$

$$M_0 = \mu DA \quad (2.8)$$

Donde μ es el módulo de cizalla, D el desplazamiento y A el área de rotura (falla).

A partir del momento sísmico es posible obtener una magnitud de momento (M_w) (Aki y Richards, 1980).

$$M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 10.7 \quad (2.9)$$

Al ser el tensor simétrico, puede ser rotado a un sistema de ejes principal, de tal manera que desaparecen los elementos no diagonales, y únicamente los diagonales son diferentes de cero. Los elementos diagonales son los autovalores (*eigenvalues*) de M, y las direcciones asociadas son los autovectores (*eigenvectors*). La combinación lineal de los elementos del tensor momento principal describe completamente la radiación de la fuente sísmica. En una fuente de tipo doble par de fuerzas, los elementos diagonales de M en el sistema principal de ejes tiene dos autovalores diferentes de cero M_o y $-M_o$, y sus autovectores dan respectivamente la dirección del eje de tensión T (positivo) y del eje de compresión P (negativo), mientras el autovalor cero está en la dirección del eje nulo del doble par de fuerzas.

2.1.2.2.1 Inversión del Tensor Momento Sísmico

La inversión puede realizarse en el dominio del tiempo, o en el de las frecuencias. En el dominio del tiempo, la relación entre desplazamiento sísmico y tensor momento se describe mediante la ecuación:

$$d_s(x,t) = M_{kj} [G_{skj}(x, \xi, t) * s(t)] \quad (2.10)$$

donde: $d_s(x,t)$: desplazamiento del terreno en la posición x, y tiempo t.

M_{kj} : componentes de segundo orden del tensor momento sísmico simétrico M.

G_{skj} : derivada de las funciones de Green con respecto a la coordenada de la fuente ξ_j .

$s(t)$: historia del tiempo en la fuente.

x: vector posición de las coordenadas x_1, x_2, x_3 .

ξ : vector posición del punto fuente con coordenadas ξ_1, ξ_2, ξ_3 .

Por razones de complejidad de la fuente o porque la función fuente-tiempo no es conocida, la aproximación se realiza en el dominio de la frecuencia.

Se debe cuidar el ajuste entre el sismograma sintético y observado. El proceso de alineación de las formas de onda se realiza por técnicas de correlación cruzada (*cross-correlation*). En la mayoría de los esquemas de inversión del tensor momento sísmico, la profundidad se asume constante. La inversión se lleva a cabo para un rango de profundidades focales y se toma la mejor solución cuando la varianza de los estimados alcanza un mínimo (Figura 2.7 y Figura 2.8).

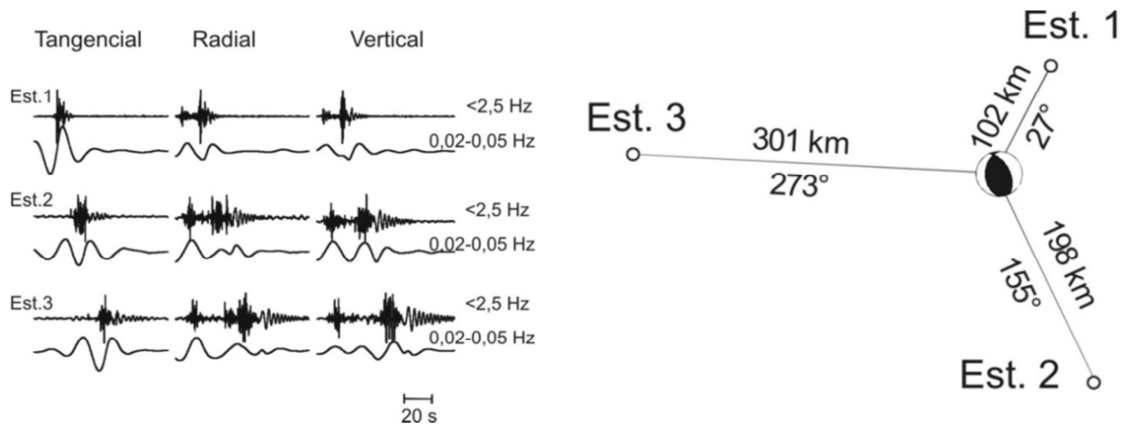


Figura 2.8 Ejemplos de registros de un terremoto en tres estaciones sísmicas, y representación de los sismogramas que permiten el cálculo del mecanismo focal mediante el método del Tensor de Momento Sísmico (TMS). Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (2010).

Harvard y NEIC publican el tensor momento usando la notación de la teoría de modo normal, basada en coordenadas ($r; \Theta; \Phi$), donde r es la distancia radial de la fuente desde el centro de la tierra, Θ es la latitud, y Φ es la longitud del punto fuente. Los seis elementos independientes del tensor momento en sistema de coordenadas norte, este, profundidad (x, y, z), están relacionadas a las componentes $r; \Theta; \Phi$ según:

$$M_{rr} = M_{zz}$$

$$M_{\Theta\Theta} = M_{xx}$$

$$M_{\Phi\Phi} = M_{yy}$$

$$M_{r\Theta} = M_{zx}$$

$$M_{r\Phi} = -M_{zy}$$

$$M_{\Theta\Phi} = -M_{xy}$$

Además de los elementos del tensor, el procedimiento de inversión busca una solución para la localización de la fuente, considerada como el punto donde el doble par de fuerzas es

localizado en el modelo fuente descrito por el tensor momento sísmico (centroide). El centroide representa la integral de densidad del momento sísmico sobre el área de ruptura. La localización del centroide puede, para sismos superficiales muy grandes, diferir significativamente de la localización del hipocentro obtenida de los tiempos de llegada de la onda P . La localización del hipocentro corresponde al lugar donde empezó la ruptura. De allí que el desfase de la localización del centroide relativo a la localización hipocentral da una primera aproximación de la dirección de la ruptura.

En la Figura 2.9 se puede observar como en el caso de campo lejano el desplazamiento asociado a fuentes de doble par, como el caso de terremotos, la función respecto el tiempo del tensor momento $M(t)$ es proporcional al momento sísmico .

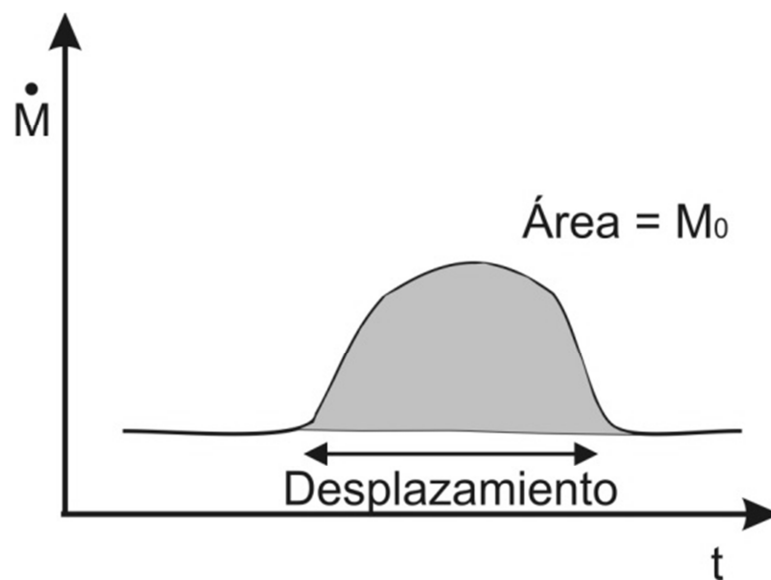


Figura 2.9 Relación entre el desplazamiento y la velocidad frente al tiempo, en el caso de campo lejano. Tomado de Shearer (2010).

En la literatura y en las distintas bases de datos disponibles existen diversas medidas de la magnitud de un terremoto, todas ellas relacionadas con la amplitud máxima registrada en el sismograma. En la Figura 2.10 se aprecia como m_b y M_s se saturan a magnitud 5.5 y 8 respectivamente. Por su parte el límite superior de la Magnitud de Momento Sísmico depende de los límites elásticos de la corteza y manto superior, además del tamaño de la falla. El valor más alto registrado es de 9.5

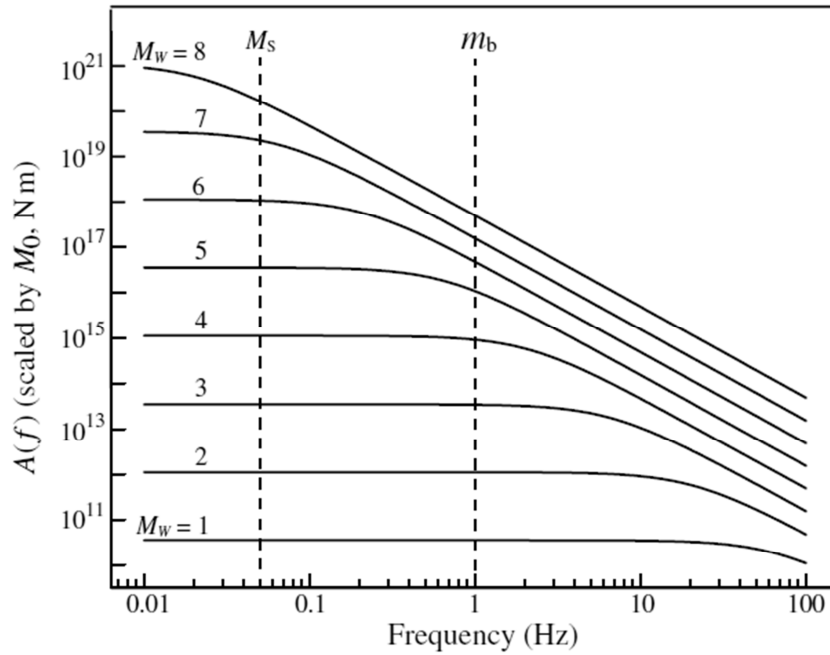


Figura 2.10 Para terremotos grandes, el límite del espectro se desplaza hacia las bajas frecuencias, reduciéndose la amplitud observada para las frecuencias usadas para determinar M_s y m_b . Tomado de Shearer, 2010.

2.1.2.2.2 Calidad del Tensor de Momento Sísmico

De manera similar a los indicadores de calidad en las localizaciones de hipocentros, y de los mecanismos focales de terremotos a partir de la polaridad de la onda P, existen parámetros para valorar la “calidad” de las determinaciones del método del tensor momento sísmico. Frohlich y Davis (1999) proponen dos estadísticas para estimar la calidad de las soluciones:

- Error relativo (E_{rel}). Medida del tamaño relativo de M y sus errores estándar U .

$$E_{rel} = \sqrt{\frac{U:U}{M:M}} \quad (2.11)$$

Es el “momento escalar” de U , normalizado por el momento escalar de M . En muchos casos, E_{rel} es un número entre 0 y 1. El valor medio del E_{rel} para el catálogo de Harvard es de 0.126.

- Desviación (ϵ) del mecanismo de doble par de fuerzas. El tensor simétrico M tiene sólo dos autovalores independientes E_1 y E_2 ; el tercer valor puede ser la suma negativa de E_1 y E_2 . Si un terremoto es del tipo doble par de fuerzas, la condición es que $E_1 = -E_2$, pero esta condición no se impone en el procedimiento de inversión. Considerando en valores absolutos los autovalores, E_{max} el mayor, y E_{min} el menor, la

relación ε es una medida de la desviación del tensor momento del mecanismo de doble par de fuerzas:

$$\varepsilon = \left| \frac{E_{min}}{E_{max}} \right| \quad (2.12)$$

El valor de ε puede variar entre 0 (doble par) y 0.5 (vector dipolar linear), en el cual las orientaciones de los ejes P, T y B son indeterminadas.

Como se verá en los siguientes capítulos, en este trabajo se han utilizado distintos catálogos de mecanismos focales, en los que puede aparecer el mismo evento. Cuando esto ocurre, se utiliza la desviación del doble par de fuerzas como criterio de selección, usándose únicamente aquel con mayor calidad. Con este objetivo se ha escrito el programa 2DC.

2.1.3 Relaciones entre mecanismos focales de terremotos y fallas

Como se ha visto anteriormente el de esfuerzo y deformación, el tensor momento puede escribirse en términos de tres ejes ortogonales: P (presión, el eje compresivo), T (Tensión, eje extensivo) y B (nulo). La orientación de los ejes P y T del tensor del momento forma 45° con el plano de falla, que contiene al eje B. El significado mecánico de estos tres ejes es el de en qué direcciones radia más energía el terremoto, y no debe confundirse con la orientación de los esfuerzos tectónicos principales que originaron el sismo.

Para cualquier tensor momento, hay dos planos posibles que siguen estos criterios. Estos dos planos se denominan planos nodales, son mutuamente perpendiculares y se cortan a lo largo de B. Uno de los dos planos es la falla, mientras que al otro se le denomina plano auxiliar (Figura 2.11). La posición de los ejes P y T depende del tipo de falla, pudiendo dos mecanismos tener los mismos planos nodales, pero distinta posición de los ejes P y T (intercambiados).

De este modo, el mecanismo focal proporciona la orientación del plano de falla, el sentido y orientación del movimiento del bloque de techo de la falla, y por supuesto, el tipo de falla que produjo el terremoto: Normal, inversa o de desgarre. Esta información puede obtenerse de forma inmediata desde los mapas de “balones de playa” (beach balls en la literatura anglosajona).

Los balones de playa de mecanismos focales son proyecciones estereográficas del hemisferio inferior que tienen dos cuadrantes negros y dos cuadrantes blancos, separados por planos (círculos máximos) mutuamente perpendiculares (Las ciclográficas contienen a los polos respectivos). Estas ciclográficas son los planos nodales (uno es el plano de falla que generó el sismo).

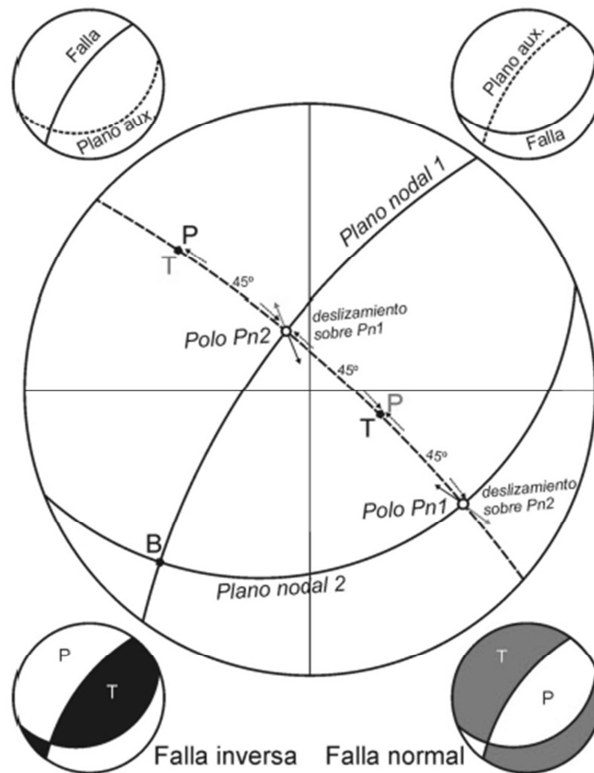


Figura 2.11 La ciclográfica cuyo polo es B contiene a los polos de los planos nodales, a P y a T, todos ellos separados 45° . Los polos de los planos nodales resultan ser también las orientaciones en que deslizan las fallas. Para señalar el sentido del movimiento se dibuja una pequeña flecha en el círculo que representa la orientación del deslizamiento según la línea que lo une con el centro de la falsilla. La flecha indica el sentido en el que se mueve el bloque del techo de la falla: hacia fuera en fallas normales, y hacia dentro en inversas. Desde un punto de vista sismológico, los planos nodales no son distinguibles, lo que hace necesario implementar criterios geológicos para elegir entre de entre las dos posibles soluciones cuál es la falla. Muñoz Martín y De Vicente, 2010.

Los planos nodales se pueden definir con los mismos parámetros que se utilizan en geología estructural: dirección (*strike*), buzamiento (*dip*) y cabeceo (*slip* o *rake* en los catálogos sísmicos) (Figura 2.12).

Los desgarres (cabeceo de la estría 0°) producen mecanismos focales con una forma característica en cruz. En el instante en que ocurre el sismo, el movimiento de las ondas P (primarias) a través del material alrededor del foco, produce movimiento en las partículas situadas en los cuadrantes negros que las aleja del foco, mientras que las partículas en los cuadrantes blancos son atraídas hacia el foco. Cualquiera de los dos planos nodales produce este patrón de movimientos, pero en un caso será una falla lateral-derecha, y en el otro, lateral-izquierda. El movimiento de la falla será el que indica el desplazamiento paralelo a su dirección, siempre desde un cuadrante blanco (contiene al eje P) hacia uno negro (contiene al eje T) (Figura 2.13).

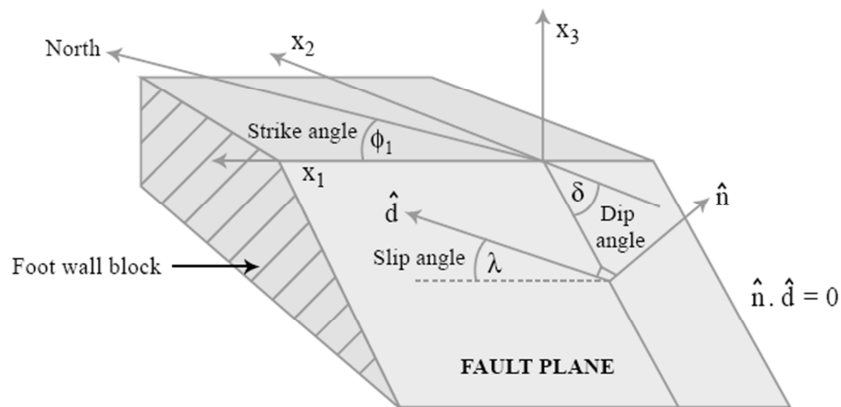


Figura 2.12 Bloque diagrama representando los parámetros que definen la orientación de un plano de falla en el espacio: dirección del plano; ϕ_1 : buzamiento; δ : cabeceo del vector desplazamiento contenido en el plano λ .

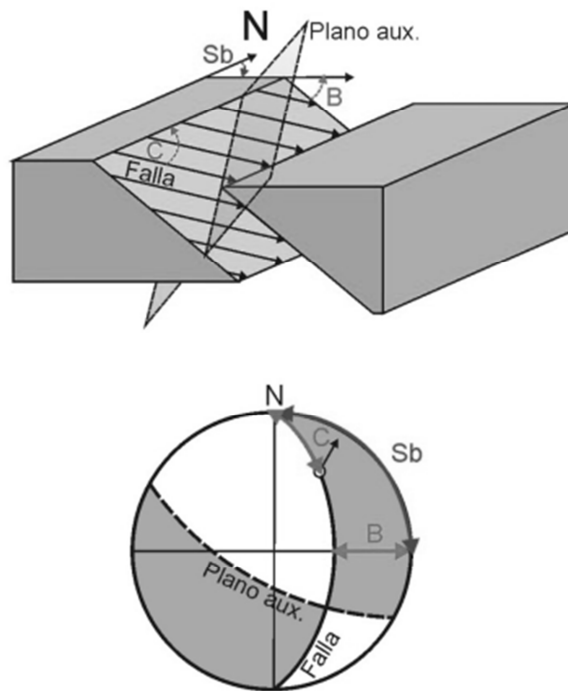


Figura 2.13 Bloque diagrama (arriba) de una falla con estría de deslizamiento y de los ángulos de buzamiento (B), Cabeceo (C) y sentido de buzamiento del plano (Sb). Abajo se muestra la representación en proyección estereográfica de estos elementos, lo que junto con el plano auxiliar (cuyo polo es la estría de la falla) permite construir el mecanismo de foco de la falla. Muñoz Martín y De Vicente, 2010.

Las fallas con movimiento según el buzamiento (o la máxima pendiente de la falla, cabeceo de la estría de 90°) incluyen a las fallas normales y a los cabalgamientos. Sólo tres de los cuatro cuadrantes son visibles en una bola de playa en fallas de $C=90^\circ$. El eje vertical (el centro de la proyección estereográfica) cae en un cuadrante blanco en fallas normales, y en negro en las inversas (ojos de gato) (Figura 2.14).

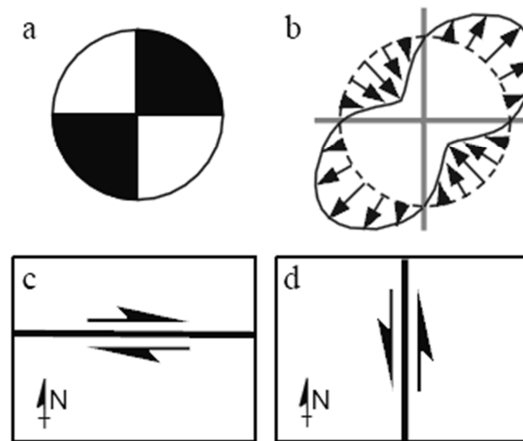


Figura 2.14 A) Ejemplo de mecanismo focal de desgarre, B) primeros desplazamientos de partículas y C y D) posibles fallas asociadas. Cronin (2004).

Las fallas con movimientos oblicuos tienen a la vez componentes en dirección y según el buzamiento. Siempre se ven los cuatro cuadrantes. Si el eje vertical está incluido en un cuadrante blanco, la falla tiene un componente normal, independientemente de qué plano nodal sea la falla. Si el centro está en un cuadrante negro, la falla tiene un componente inverso según el buzamiento (Figura 2.15).

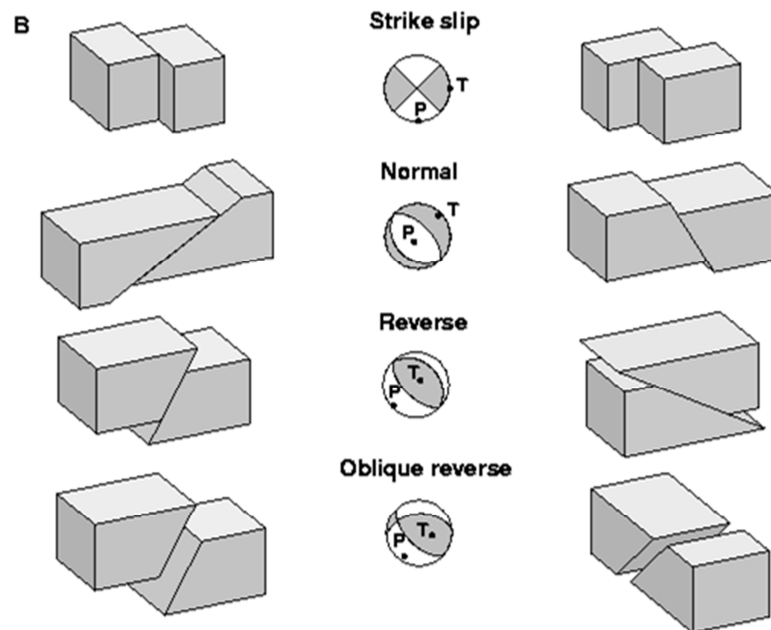


Figura 2.15 Ejemplos del tipo falla con su mecanismo focal asociado (USGS).

Para determinar el movimiento de una falla conociendo su mecanismo focal basta con seguir una regla sencilla: el deslizamiento va siempre de un cuadrante blanco a otro negro (Figura 2.16).



Figura 2.16 Cálculo del sentido de movimiento de un plano nodal en un mecanismo focal: el deslizamiento siempre va del cuadrante en dilatación (blanco) al de compresión (negro).

El principal objetivo es relacionar un terremoto con una falla. Así un mapa de mecanismos focales debe traducirse rápidamente a un mapa de fallas activas que se mueven bajo un campo de esfuerzos coherente (Figura 2.17)

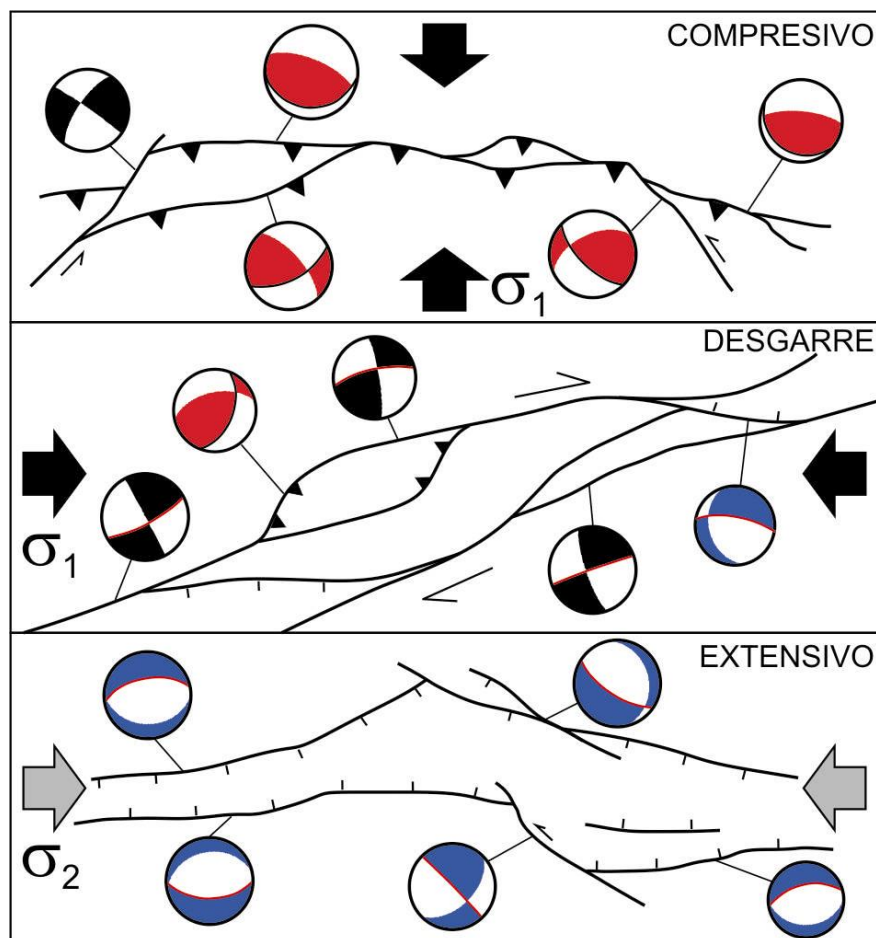


Figura 2.17. Relaciones entre mecanismos focales y estructuras activas para los tres regímenes de esfuerzos principales, incluyendo mecanismos puros y oblicuos. Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (2010).

2.2 Métodos de inversión de esfuerzos

Debido a que los métodos de inversión de esfuerzos utilizan como entrada el par falla-estría, resulta necesario elegir de entre los dos planos nodales, cuál introducir en la inversión (la excepción es el método de los Diedros Rectos). En este trabajo se ha seguido la metodología, para mecanismos focales calculados mediante el tensor de momento, de seleccionar el plano neoformado (CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000).

De este modo la solución obtenida en la inversión es de mejor calidad y explica un mayor número de fallas, aunque los resultados tensoriales son muy similares, tanto si se introducen sólo los planos reactivados o los dos (De Vicente, 1988; Giner-Robles *et al.*, 2006). La selección del plano neoformado puede realizarse aplicando simplemente el criterio de fracturación de Anderson, o como en este caso, utilizando las simetrías predichas por el modelo de deslizamiento de deformación triaxial (Reches, 1983; De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1991). Con este procedimiento, no se tiene certeza de que el plano seleccionado sea el que realmente produjo el sismo, pero se mejora notablemente la calidad de la solución del tensor de esfuerzos.

El primer método de inversión para poblaciones de fallas fue propuesto por Carey y Brunier (1974), donde se asumía que la estría coincidía con la dirección del máximo esfuerzo de cizalla. Aunque esta hipótesis ha sido largamente discutida, en la práctica los resultados que se obtienen, sobre todo a partir de poblaciones de mecanismos focales son altamente congruentes en una gran variedad de situaciones tectónicas (Vasseur *et al.*, 1983; Angelier, 1984; Michael, 1987).

Estas metodologías están basadas en las relaciones esfuerzo-deslizamiento descritas por Wallace (1951) y Bott (1959). Anderson (1951), fue el primer autor que estableció una relación entre el estado de esfuerzos, la simetría y la orientación de las fracturas de las rocas (Modelo de fracturación de Anderson), basándose en el criterio de fracturación de Navier-Coulomb. Este modelo clásico, es aún válido para sistemas de fallas de neoformación y con cabeceos puros de 0° ó 90° (Figura 2.18).

Bott (1959), formuló una relación entre la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano preexistente. La premisa es que la estría refleja la dirección de la componente de cizalla (τ) sobre el plano y se expresa matemáticamente por la Ecuación de Bott:

$$\tan \theta = \frac{n}{lm} (m^2 - (1 - n^2)R') \quad \text{Ecuación de Bott (2.13)}$$

Siendo:

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \quad (2.14)$$

Donde la tangente del ángulo de cabeceo (θ) está definida por los cosenos directores de la normal al plano de falla (l, m, n) y por el factor de forma (R'). σ_x , σ_y y σ_z , son respectivamente el esfuerzo horizontal mínimo, esfuerzo horizontal máximo y esfuerzo vertical. Esta relación, denominada ecuación de Bott, es la base de numerosos métodos de inversión de esfuerzos.

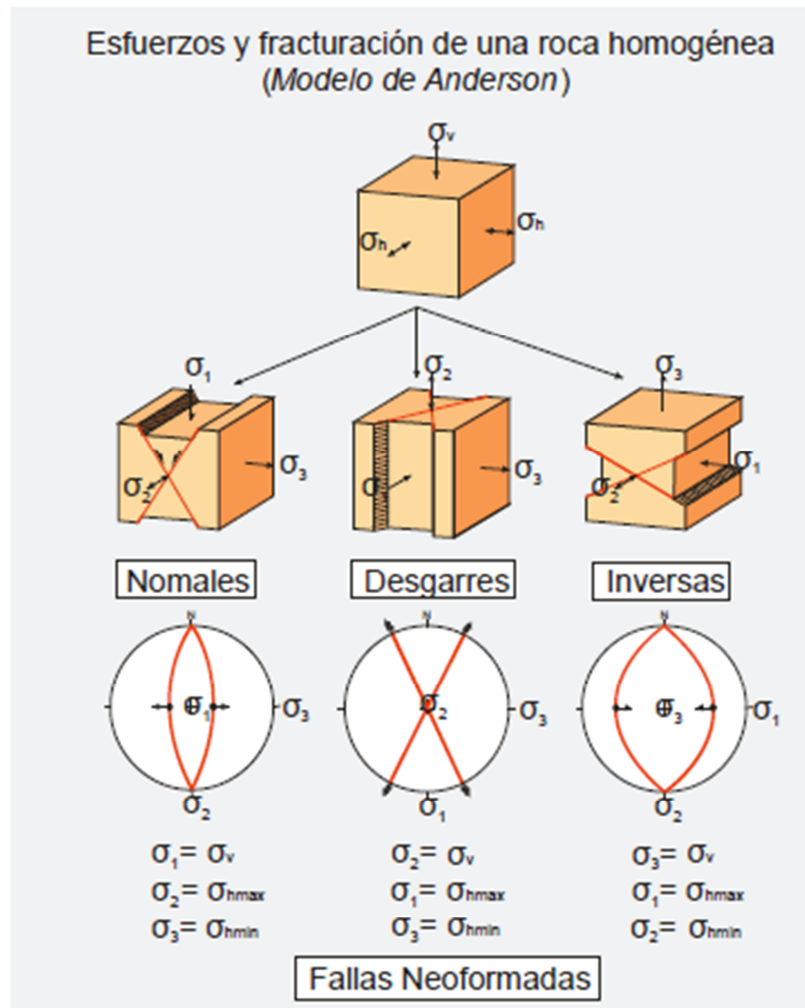


Figura 2.18 Sistema de fallas conjugadas, en relación con los tipos de esfuerzo del Modelo de fracturación de Anderson: Fallas normales, Fallas en dirección (desgarres) y Fallas inversas (cabalgamientos). Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (2010).

Angelier (1979) utiliza directamente el parámetro R o relación de esfuerzos (stress ratio):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (2.15)$$

Esta relación de esfuerzos mide la forma del elipsoide de esfuerzos, independientemente de la orientación relativa de los esfuerzos principales. Así, el valor de R está comprendido entre 0 (elipsoide prolato) y 1 (elipsoide oblato) (Figura 2.19). En este caso, para caracterizar el tensor de esfuerzos habrá que obtener el valor de R y la orientación de los ejes principales, es decir cuál está en la vertical. La correspondencia entre R y R' es inmediata:

σ_1 vertical	$R' = 1/R$	$R' > 1$
σ_2 vertical	$R' = R$	$0 < R' < 1$
σ_3 vertical	$R' = 1/(R - 1)$	$R' < 1$

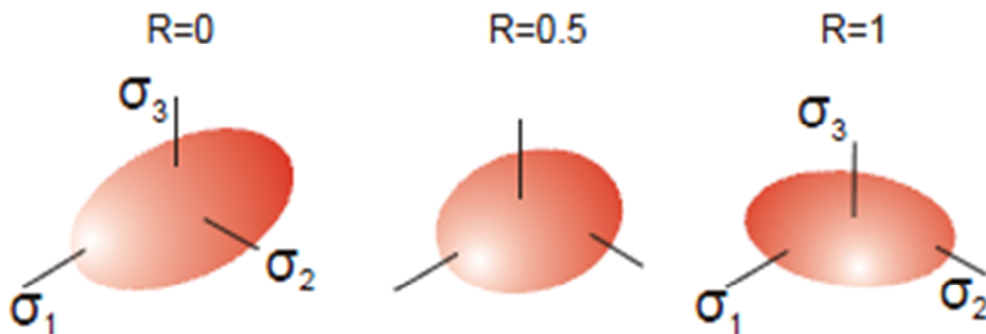


Figura 2.19 El elipsoide de esfuerzos puede caracterizarse mediante el parámetro R (factor de forma). Para $R=0$ se tiene un elipsoide prolato (cigarro puro), mientras que si $R=1$, éste es oblato (tarta). Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (2010).

Las relaciones que se establecen en la ecuación anterior indican que, en fallas reactivadas (planos de discontinuidad previos a los esfuerzos aplicados: fricción al deslizamiento) la orientación de la estría que se producirá (ángulo de cabeceo) depende, no sólo de la orientación del plano de falla respecto a los esfuerzos, sino también del tipo de tensor aplicado (factor de forma R) (Figura 2.20).

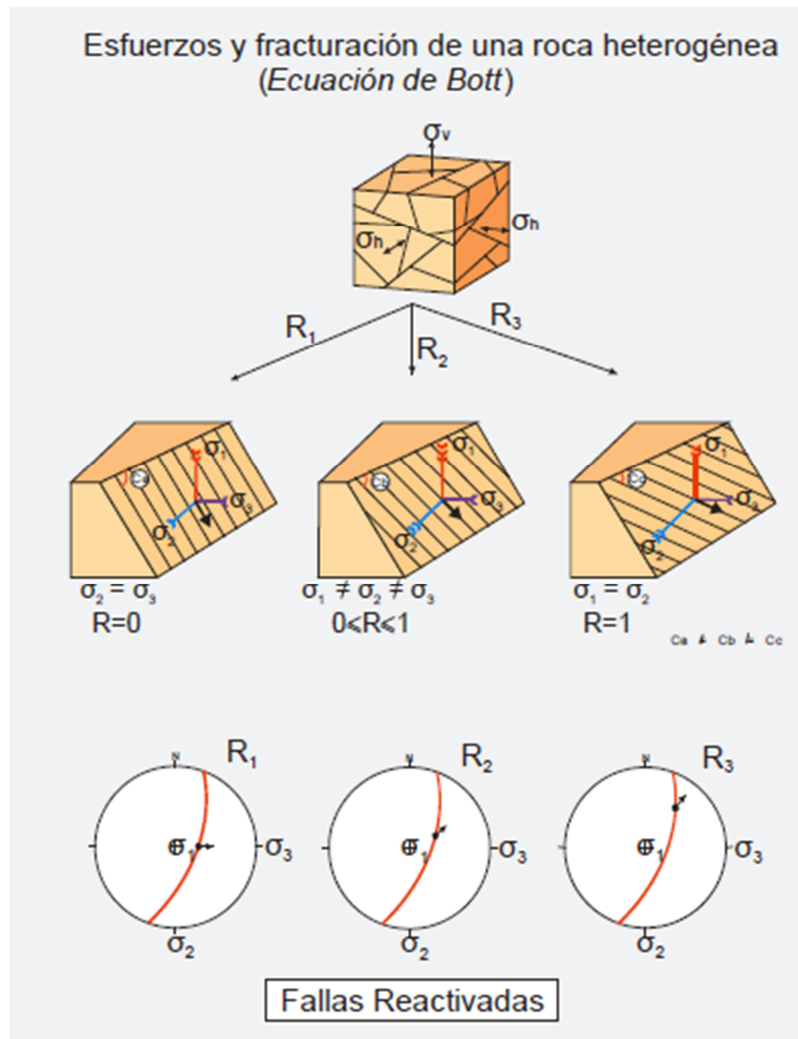


Figura 2.20 Ecuación de Bott: Aplicando unos determinados esfuerzos a una roca con discontinuidades previas, la orientación de la estría generada depende del tipo de esfuerzos aplicados (R_1 , R_2 , R_3). Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (2010).

Según la forma del tensor (R'), los elipsoides de esfuerzos se clasifican en siete tipos diferentes (Tabla 2.1).

R'	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS
$R' \rightarrow -\infty$	$\sigma_y = \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN RADIAL
$R' < 0$	$\sigma_y > \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN TRIAXIAL
$R' = 0$	$\sigma_y > \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN UNIAXIAL
$0 < R' < 1$	$\sigma_y = \sigma_x > \sigma_z$	DESGARRE
$R' = 1$	$\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN UNIAXIAL
$R' > 1$	$\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN TRIAXIAL
$R' \rightarrow +\infty$	$\sigma_z > \sigma_y = \sigma_x$	EXTENSIÓN RADIAL

Tabla 2.1 Relación entre la forma del tensor de esfuerzos (R'), y el estado de esfuerzos que caracteriza.

Si utilizamos R (

Tabla 2.2):

<i>R</i>	<i>TIPOS DE EJES</i>	<i>RÉGIMEN DE ESFUERZOS</i>	
$R = 1$	$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$	COMPRESIÓN RADIAL	σ_3 vertical
$0 < R < 1$	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	COMPRESIÓN TRIAXIAL	σ_3 vertical
$R = 0$	$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$	COMPRESIÓN UNIAXIAL	σ_3 vertical
$0 < R < 1$	$\sigma_1, > \sigma_2 > \sigma_3$	DESGARRE	σ_2 vertical
$R = 1$	$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$	EXTENSIÓN UNIAXIAL	σ_1 vertical
$0 < R < 1$	$\sigma_1, > \sigma_2 > \sigma_3$	EXTENSIÓN TRIAXIAL	σ_1 vertical
$R = 0$	$\sigma_1, > \sigma_2 = \sigma_3$	EXTENSIÓN RADIAL	σ_1 vertical

Tabla 2.2 Relación entre la forma del tensor de esfuerzos (R), y el estado de esfuerzos que caracteriza.

Cabe notar que para $R=0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$), mientras que para $R=1$, ($\sigma_1 = \sigma_2$). Según cual sea el esfuerzo principal que actúe en la vertical, se tienen los posibles regímenes de esfuerzos (Figura 2.21)

Hay que observar que los elipsoides de esfuerzo y de deformación son complementarios: Para producir una “torta” desde una esfera indeformada, hay que aplicar unos esfuerzos tipo “cigarro puro” (oblatos).

Hay que observar que los elipsoides de esfuerzo y de deformación son complementarios: para producir una “torta” desde una esfera indeformada, hay que aplicar unos esfuerzos tipo “cigarro puro” (oblatos).

La Figura 2.22 muestra la relación entre el valor de R y los valores relativos de σ_1 , σ_2 y σ_3 , lo que permite visualizar de forma directa la representación del círculo de Mohr.

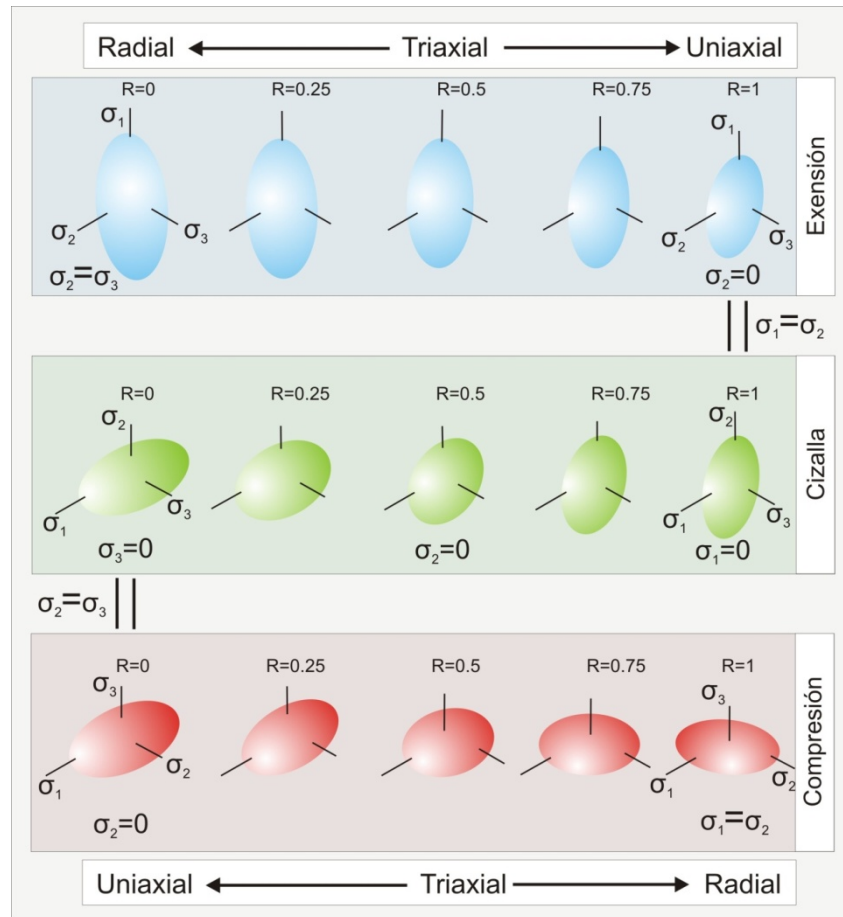


Figura 2.21 Posibles regímenes de esfuerzos para $R=0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$) y para $R=1$, ($\sigma_1 = \sigma_2$) en función de cuál es el esfuerzo principal que actúa en la vertical. Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (2010).

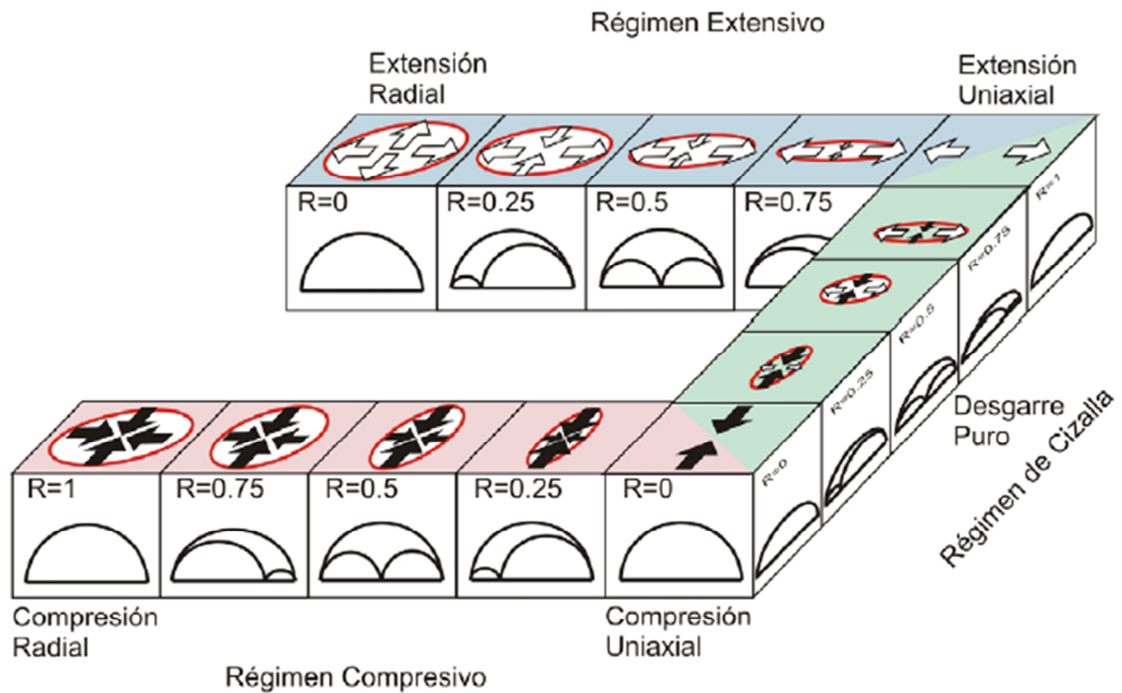


Figura 2.22 Relación entre los distintos regímenes de esfuerzos y el círculo de Mohr.

2.1.4 El método de los Diedros Rectos

Este es uno de los métodos gráficos más utilizados. Fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido y aplicado mediante ordenador por Angelier y Mechler (1977) y es aplicable de forma directa, tanto a fallas, como a mecanismos focales de terremotos. Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría (Figura 2.23). No conviene olvidar que, mientras que el plano de falla es una discontinuidad real en la roca, el plano auxiliar sólo existe como construcción geométrica.

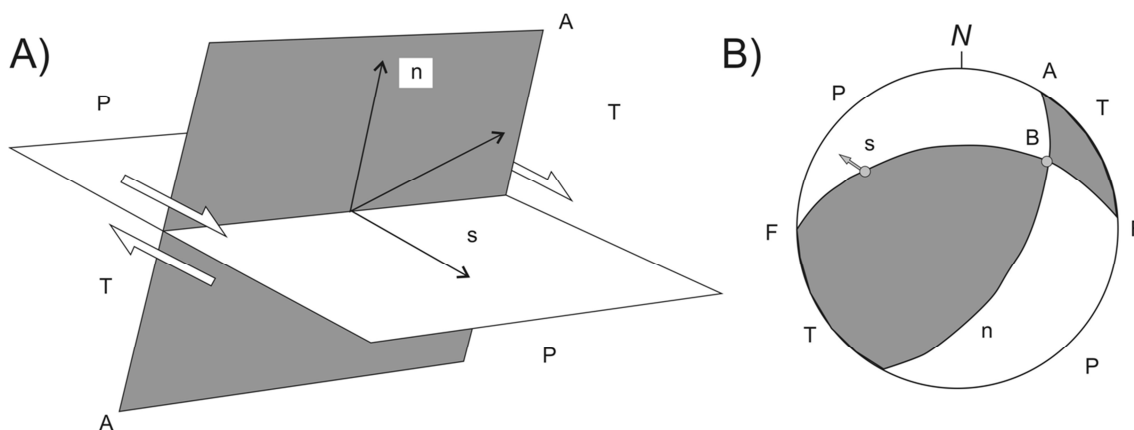


Figura 2.23 Diedros rectos y mecanismo focal de una falla. A) en perspectiva y B) en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo.

De este modo quedan definidos, sin ninguna ambigüedad, y teniendo en cuenta el sentido de movimiento de la falla, los dos diedros rectos opuestos dos a dos (en extensión, T y en compresión, P).

Resulta fácilmente demostrable que los ejes de esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) no pueden disponerse en cualquier parte del espacio si se tiene en cuenta la hipótesis de Wallace - Bott. De este modo se demuestra que σ_1 debe situarse en el diedro en compresión y σ_3 en el diedro en extensión (Angelier, 1994). Por el contrario, no hay constricciones geométricas sobre la orientación del eje σ_2 .

Dado que el eje σ_1 se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y σ_3 en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo deben estar incluidos en el mismo diedro para todos los mecanismos focales correspondientes a las fallas. Este principio es fácil de aplicar

manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica (Figura 2.24). No obstante, cuando las fallas son muy numerosas, suele suceder que no quede ningún área residual (100% de compatibilidad) en el diagrama final, debido a diversos factores (errores en la determinación de los sentidos de movimiento, presencia de fallas relacionadas con otro régimen de esfuerzos, dispersión natural de los deslizamientos, errores de las medidas angulares, etc.). Para solucionar este problema basta con aplicar un simple criterio numérico de porcentajes, dividiendo la falsilla estereográfica en una serie de intervalos discretos que tendrán un porcentaje de compatibilidad con el carácter de compresión y/o extensión. En nuestro caso hemos utilizado el programa Cratos 1.0, cuyo módulo DREC está descrito por De Vicente *et al.* (1992).

Posteriormente a su desarrollo, diversos autores han realizado trabajos para mejorar el método y solucionar algunos problemas del mismo. Así, Lisle (1987) impone unas condiciones para obtener mejores resultados en la aplicación del método:

- Los ejes de máxima compresión y extensión deben ser perpendiculares.
- Ambos ejes deben de estar en parejas opuestas de diedros.
- Cuando se aplican esfuerzos con valores de R próximos a 0 o a 1, hay dos ejes con magnitudes muy similares. En estos casos su localización vendrá mejor definida por un plano, que por una línea. Esta situación suele traducirse en diagramas de diedros rectos que muestran inmersiones “aparentes” de las máximas concentraciones de zonas compatibles en extensión o compresión.

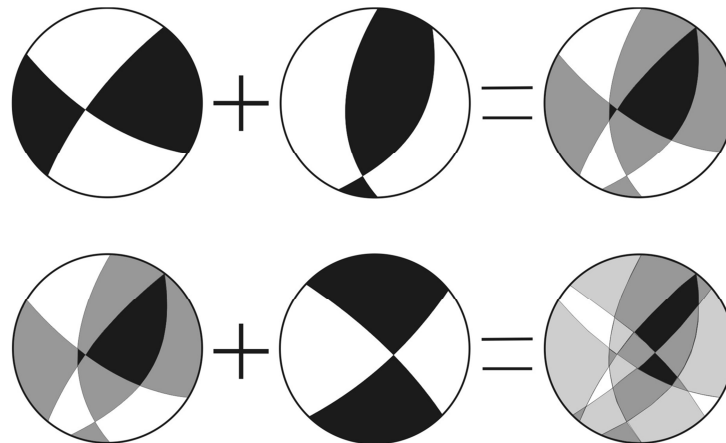


Figura 2.24 Procedimiento gráfico del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para dos fallas. En oscuro compresión, en claro extensión.

2.1.5 El Modelo de Deslizamiento

El modelo de deslizamiento intenta explicar el hecho de que en condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto naturales como experimentales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación (ϵ_i). Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb e incluye como caso particular (deformación plana, $\epsilon_2 = 0$), el modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo monoclinica.

El modelo de deslizamiento supone que, en el caso más general (deformación triaxial), las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios, debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil (Figura 2.25). Para que se produzca el deslizamiento, asume que hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional. El modelo de deslizamiento es válido para un comportamiento isótropo del macizo rocoso (número suficiente de planos de debilidad con distintas orientaciones en la roca), o bien para fallas de neoformación.

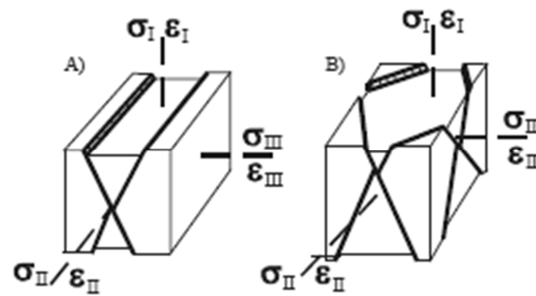


Figura 2.25 Geometría comparada de los planos de falla según el modelo de Reches (1983): A) caso biaxial con simetría monoclinica (modelo de Anderson, 1951) y B) caso triaxial con simetría ortorrómbica.

El modelo relaciona la forma del elipsoide de deformación (k') y el ángulo de rozamiento interno (Φ), con los cosenos directores de las estrías de fricción y de las normales a los planos de falla. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro k' :

$$k' = \frac{e_y}{e_x} \quad (2.16)$$

Donde e_y es el eje de deformación vertical y e_x el eje de máximo acortamiento horizontal.

De Vicente (1988), establece una serie de ecuaciones que relacionan k' y Φ , con los valores angulares de las fallas medidas en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, hecho que resulta ser muy común (Angelier, 1994) (

Figura 2.26).

Utilizando estas expresiones se obtiene para cada falla y de forma directa, la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (ϕ) y la forma del elipsoide de deformación (k'). Los tipos de elipsoide en función del parámetro k' , 13 en total, están definidos en la Tabla 2.1 Tabla 2.3.

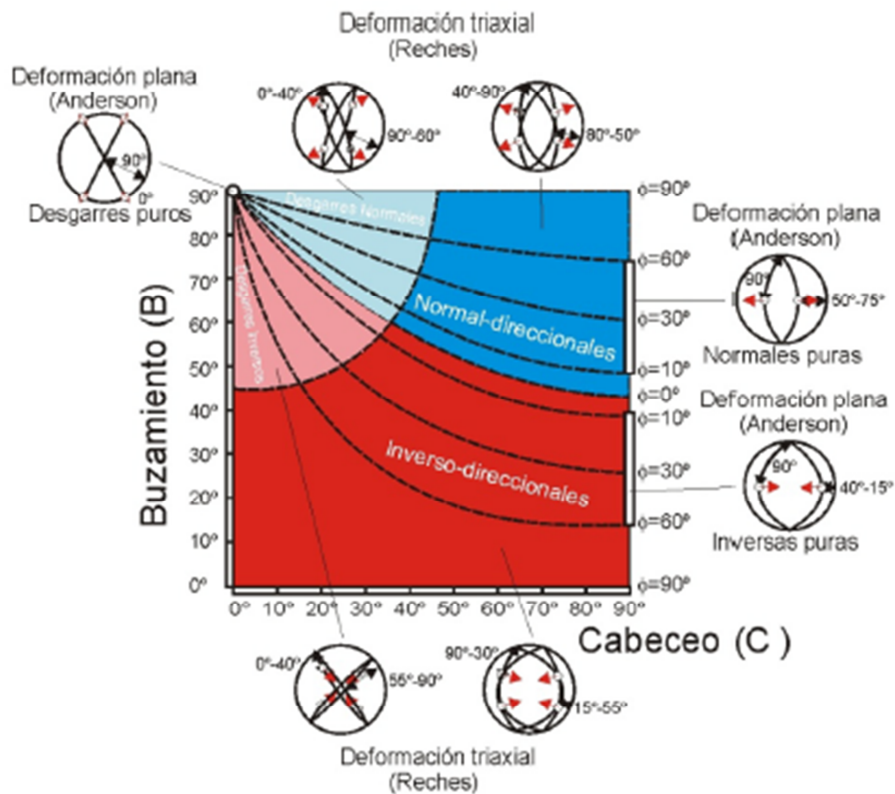


Figura 2.26 Modelo de Deslizamiento: Dibujo de las ecuaciones que relacionan K' y ϕ , con los valores angulares de las fallas medidas en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes principales del tensor deformación se encuentra en la vertical. Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (2010).

SECUENCIA NORMAL	$k' = +\infty$	Deformación plana	$(e_z = 0; -e_x = e_y)$	DESGARRES PUROS ($C = 0$)
	$+\infty > k' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	$(-e_x > e_y > e_z)$	DESGARRES NORMALES
	$k' = 1$		$(-e_x > e_y = e_z)$	
	$1 > k' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla	$(-e_x > e_z > e_y)$	Fallas NORMAL DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$k' = 0$	(deformación plana)	$(-e_x = e_z; e_y = 0)$	
	$0 > k' > -0.5$	Deformación extensiva radial	$(-e_z > -e_x > -e_y)$	Fallas NORMALES PURAS ($C = 90$)
SECUENCIA INVERSA	$k' = -0.5$	Deformación compresiva radial pura	$(-e_z > e_x = e_y)$	
	$-1 > k' > -0.5$	Deformación compresiva radial	$(-e_z > e_y > e_x)$	Fallas INVERSAS PURAS ($C = 90$)
	$k' = -1$	(deformación plana)	$(-e_z = e_y; e_x = 0)$	
	$-2 < k' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	$(e_y > -e_z > -e_x)$	Fallas INVERSO DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$k' = -2$		$(e_y > -e_x = -e_z)$	
	$-\infty < k' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	$(e_y > -e_x > -e_z)$	DESGARRES INVERSOS
	$k' = -\infty$	Deformación plana	$(e_y = -e_x; e_z = 0)$	DESGARRES PUROS ($C = 0$)

Tabla 2.3 Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados

Al representar los posibles valores de cabeceo y buzamiento de una falla, se delimitan cuatro campos de posibles relaciones C/B que definen tipos de fallas diferentes. En este diagrama C/B (

Figura 2.26 y Figura 2.28), las áreas 1 y 3 presentan fallas con mayor movimiento en dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos), mientras que las zonas 2 y 4 tienen movimientos importantes según la máxima pendiente del plano (cabeceos altos). Las áreas 1 y 2 corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_z (fallas normales), mientras que las 3 y 4 lo son de extensión según e_z (fallas inversas). Los casos extremos ($B = 90^\circ$, $C = 90^\circ$) corresponden a los elipsoides de tipo "deformación plana" ($e_z = 0$) para los que sólo existen dos familias de fallas (modelo de fracturación de Anderson).

Si una falla medida en campo, con una clara determinación de su sentido de movimiento no se ajusta al modelo (i.e. una falla inversa con un buzamiento de 60° y un cabeceo de 80°), podemos concluir que ésta es reactivada.

En el caso de mecanismos focales, se puede demostrarse que si los dos planos tienen geometrías diferentes (buzamiento del plano o cabeceo del deslizamiento), necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado (Figura 2.27).

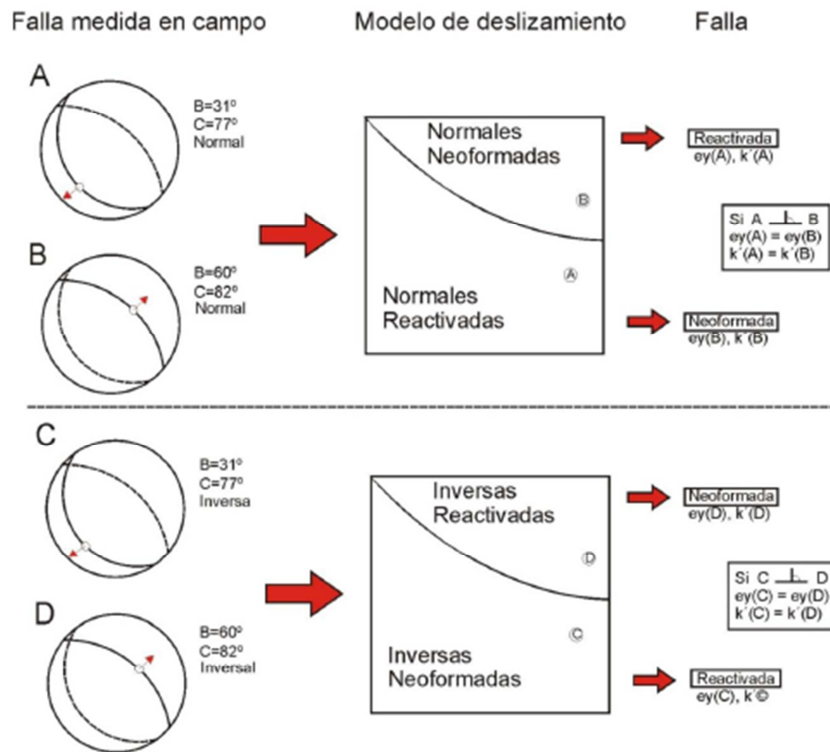


Figura 2.27 Aplicación del Modelo de Deslizamiento para deducir si una falla medida en campo, con una clara determinación de su sentido de movimiento, es reactivada o neoformada. A, B, falla normal, C, D, inversa. En trazo continuo, el plano de falla; en discontinuo el plano auxiliar cuyo polo es la estría (flecha roja). A y C, reactivadas. B y D, neoformadas. Nótese que como ambos pares de planos son perpendiculares, el Modelo de Deslizamiento proporciona la misma D_{ey} y la misma k' (para A y B, y para C y D).

La posibilidad de movimiento en los planos reactivados depende del valor del ángulo de rozamiento interno deducido, que depende a su vez de la orientación del plano respecto a los ejes principales de la deformación. Con esto es posible determinar cuál de los dos planos nodales de un mecanismo focal corresponden a la falla relacionada con él. En este caso se ha seleccionado el plano neoformado, por ser mecánicamente más compatible con el modelo. Aún sin saber si el plano elegido se corresponde con la falla que originó el sismo, es posible establecer las características del tensor de esfuerzos.

En el caso de mecanismos focales, donde se conocen los dos planos nodales pero no cuál es la falla, según el razonamiento anterior, necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado (Figura 2.28). La posibilidad de movimiento en los planos reactivados depende del valor del ángulo de rozamiento interno deducido, que depende a su vez de la orientación del plano respecto a los ejes principales de la deformación. Con esto es posible determinar cuál de los dos planos nodales de un mecanismo focal sería neoformado si fuese el plano de falla y cuál el reactivado. En cualquier caso, es posible demostrar, como ya indica

el Modelo de Deslizamiento, que los resultados de la determinación del tensor de esfuerzos-deformación no varían utilizando uno u otro plano nodal.

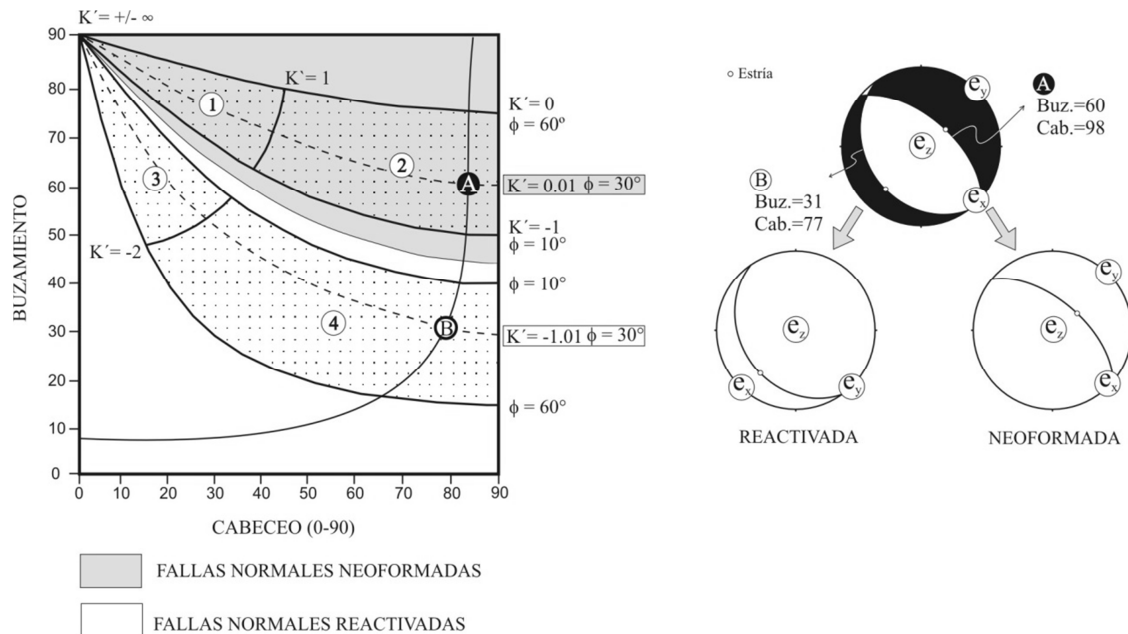


Figura 2.28 En el caso de mecanismos focales, donde se conocen los dos planos nodales pero no cuál es la falla, necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado, aunque ambos tienen la misma Dey y la misma K'

2.1.6 Métodos de Inversión de Esfuerzos desde la ecuación de Bott

Para un tensor de esfuerzos dado, el problema directo consiste en determinar la orientación y sentido de movimiento, conocida la orientación de un plano de falla. Por el contrario, el problema inverso consiste en determinar el tensor de esfuerzos medio, a partir de las orientaciones y sentidos de deslizamiento de una población de fallas, o como en este caso, de mecanismos focales de terremotos. Ambas situaciones asumen que cada vector de deslizamiento tiene la misma orientación y sentido que el esfuerzo de cizalla correspondiente a un tensor de esfuerzos común. Esta asunción de que todas las fallas se movieron bajo el mismo evento tectónico, independientemente unas de otras, pero de modo consistente respecto a un único tensor de esfuerzos, no deja de ser una aproximación, y obliga a que se cumplan una serie de requisitos:

- El estado de esfuerzos es homogéneo a la escala estudiada.
- El tensor de esfuerzos activa un número de planos preexistentes lo suficientemente elevado.
- En cada plano, el deslizamiento se produce paralelamente a la dirección del máximo esfuerzo tangencial o de cizalla sobre ese plano (no hay deformaciones conducidas).

Dado que el tensor de esfuerzo reducido tiene cuatro grados de libertad, mientras que normalmente el número de ecuaciones que se dispone es mucho mayor (una para cada falla), los sistemas suelen estar sobredimensionados. Este hecho permite adoptar modelos estadísticos para encontrar el mejor ajuste entre los datos de deslizamiento y los esfuerzos de cizalla teóricos. No es un método directo.

Los métodos basados en esta ecuación normalmente realizan un análisis tridimensional, a través de procesos iterativos de prueba y error, para localizar un tensor que haga mínima la diferencia entre las estrías teóricas producidas sobre el plano de falla por el tensor seleccionado, y las estrías reales, minimizando funciones del tipo:

$$F = \sum_{i=1}^n (\widehat{x_i t_i})^2 \quad (2.17)$$

Siendo x_i la estría real, t_i la estría teórica, y \wedge el ángulo entre ellas. Estos métodos suelen proporcionar:

- Las orientaciones de los ejes principales del tensor de esfuerzos ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$).
- Las magnitudes relativas de los ejes, definidas por R (stress ratio) (ecuación 2.13).

2.1.7 Método de Reches (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992)

Este método permite obtener las orientaciones y las magnitudes relativas del tensor de esfuerzos asociado al movimiento de una población de fallas, pero también la fricción media bajo la cual se produjo el deslizamiento. Se basa en la Ecuación de Bott y en el criterio de rotura de Navier-Coulomb, asumiendo las siguientes premisas:

- El deslizamiento sobre un plano de falla se produce en la dirección de máximo esfuerzo de cizalla, o de un modo equivalente, perpendicular al eje de cizalla nulo (Bott, 1959).
- Las magnitudes de los esfuerzos normales y de cizalla, satisfacen el criterio de rotura de Navier-Coulomb:

$$|\tau| = \mu \sigma_n \quad (2.18)$$

donde τ y σ_n son las magnitudes de los esfuerzos de cizalla y normal en la dirección de deslizamiento y μ el coeficiente de fricción.

- Las fallas pueden ser neoformadas o reactivadas.

- El deslizamiento se produce en condiciones mecánicas relativamente uniformes: las fallas fueron activas bajo el mismo estado de esfuerzos, y la fricción en éstas se puede representar como su valor medio. Se asume que la cuantía del deslizamiento y las rotaciones de las fallas son bajas.

El primer y último supuestos son comunes a todos los métodos de inversión de esfuerzos publicados, mientras que no sucede lo mismo con el criterio de rotura que se asume en este método. El supuesto 2 se trata de la ley de fricción de Amonton 1699 (o el criterio de Coulomb para el caso de cohesión nula), que es el más utilizado en mecánica de suelos y de rocas, habiendo sido demostrada su validez en numerosos experimentos. El equivalente geofísico cuantitativo y empírico es la Ley de Byerlee (Byerlee, 1978).

El programa STRESS, versión 2.9 (Reches, 1996), es el desarrollo informatizado del método y calcula un conjunto de tensores para distintos coeficientes de fricción (μ), a partir de un $\mu = 0.01$, con incremento variable. Por defecto se establece un paso de 0.1, ya que permite determinar con suficiente exactitud los diferentes tensores.

Además de la orientación y dispersión de los esfuerzos principales para cada tensor solución, el programa proporciona otros parámetros como la cohesión media calculada para las fallas, el stress ratio (R), la relación entre las magnitudes relativas de los esfuerzos calculados en función de un valor arbitrario del esfuerzo vertical ($\sigma_z = 100$), y el tensor que minimiza el vector residual (V_R):

$$V_R = (A * D) - F \quad (2.19)$$

A = matriz calculada de los datos de deslizamiento.

D = vector del tensor de esfuerzos.

F = vector calculado a partir de σ_z (esfuerzo vertical), μ y C.

Para el conjunto de k fallas, V_R tiene $2*k$ términos (desde r_{1k} a r_{2k}). La exactitud de la solución viene reflejada por la raíz del error cuadrático medio (RMS):

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum r_k^2}{2k}} \quad (2.20)$$

Donde r_k es el residual de la falla número k. El error cuadrático medio es una estimación de la desviación estándar para el mejor ajuste. Como las magnitudes y orientaciones de los

esfuerzos principales no dependen linealmente de F , el programa calcula tres grupos de soluciones (F , F_1 y F_2) para cada μ seleccionado:

$$F_1 = F + \text{RMS} \quad (2.21)$$

$$F_2 = F - \text{RMS} \quad (2.22)$$

Para estimar la calidad de una solución, Reches *et al.* (1992) aplican dos tipos de desviaciones angulares que están representadas por dos ángulos de dispersión diferentes:

- Ángulo de desviación de los ejes principales (PAM, Principal Axes Misfit Angle). El deslizamiento a lo largo de una falla que cumple el criterio de rotura de Coulomb puede ocurrir bajo muchos estados de esfuerzo, Sin embargo, el valor de la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) es mínimo, sólo para una orientación del tensor de esfuerzos (Jaeger y Cook, 1976). Este tensor que hace mínima la diferencia se denomina "tensor ideal". Los esfuerzos principales del tensor ideal C_1 y C_3 , están contenidos en el plano definido por el eje de deslizamiento y la normal al plano de falla. El eje C_1 forma un ángulo de $B = 45 - \Phi/2$ con el eje de deslizamiento, y un ángulo de $45 + \Phi/2$ con la normal a la falla, siendo $\Phi = \arctan \mu$. Si se calculan los ángulos entre los ejes principales del tensor ideal (C_1 , C_2 , C_3) y los del tensor general (σ_1 , σ_2 , σ_3) para cada falla de la población (Figura 2.29), se puede definir el ángulo de desviación medio de los ejes principales (t) para el conjunto de fallas explicadas:

$$t = \frac{(((C_1 \wedge \sigma_1)^\wedge) + ((C_2 \wedge \sigma_2)^\wedge) + ((C_3 \wedge \sigma_3)^\wedge))}{3} \quad (2.23)$$

Donde \wedge es la diferencia angular entre vectores.

Sin embargo, para casos radiales (ej. $\sigma_2 \approx \sigma_3$), grandes ángulos entre $C_2 \wedge \sigma_2$ y $C_3 \wedge \sigma_3$ no indican grandes desviaciones angulares entre los dos tensores. Para compensar este efecto, Reches *et al.* (1992) redefinen el valor de t , que pasa a ser:

$$t = \frac{((1 - R) \cdot ((C_1 \wedge \sigma_1)^\wedge) + R \cdot ((C_3 \wedge \sigma_3)^\wedge))}{2} \quad (2.24)$$

Así, para casos de R muy bajos, la desviación se determina principalmente por la desviación del eje σ_1 , y viceversa para los casos con R muy altos. Estas variaciones están de acuerdo con lo que implican los posibles valores extremos de R : bajos valores de R indican que cualquier posición en el plano perpendicular a σ_1 puede contener a σ_2 y a σ_3 . Como ya vimos, este aspecto influye del mismo modo en los diagramas del método de los diedros

rectos. El ángulo de desviación de los ejes principales (PAM) de todas las fallas de la población (K) es:

$$PAM = \sum_{i=1}^k t_i / K \quad (2.25)$$

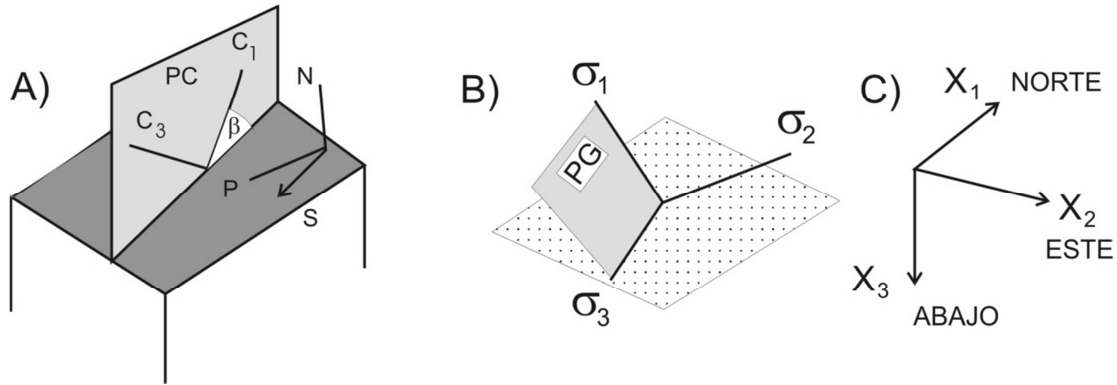


Figura 2.29 Geometría de la falla y del tensor de esfuerzos asociado con el deslizamiento sobre ella, y parámetros utilizados durante la inversión (modificado de Reches, et al., 1992)

- *Desviación angular de deslizamiento* (SM, slip misfit). Es el ángulo de desviación entre el eje de deslizamiento medido en el campo (S) y la dirección del esfuerzo de cizalla máximo en el plano (τ). La dirección de τ se calcula sustituyendo el tensor general y la dirección del plano de falla, mientras que SM es el ángulo medio entre el eje observado y el eje calculado de todas las fallas. Este ángulo SM es el mismo que utilizan la mayor parte de los métodos de inversión (Delvaux, 1994).

Reches, et al. (1992) indican que el ángulo SM es menos restrictivo que el PAM y puede anularse para muchos tensores generales. Por ejemplo, si el plano $\sigma_1 - \sigma_3$ del tensor general coincide con el plano definido por el eje de deslizamiento y la perpendicular a la falla, SM se anula para valores de β entre $0 < \beta < 90$. Por otro lado, bajo esas mismas condiciones, el PAM se anula sólo para una orientación definida por $\beta = 45 - \Phi/2$. Además, el valor de SM no está directamente constreñido por el coeficiente de fricción (μ) de la falla, a diferencia del PAM.

Por todas estas razones, Reches, et al. (1992) adoptan el PAM como criterio básico para la elección de la solución óptima, aunque también hay que tener en cuenta otros criterios:

- Los ángulos de desviación PAM y SM entre ejes principales observados y calculados y los ejes de deslizamiento han de ser mínimos.
- El coeficiente de fricción debe ser razonable ($0 < \mu < 1$), ser lo más cercano posible a 0.8 (Byerlee, 1978).

- La cohesión residual calculada debe ser resistente al deslizamiento ($C \geq 0$).

El método de inversión de esfuerzos implica compatibilidad mecánica de todas las fallas explicadas, mientras en otros métodos desarrollados a partir de la ecuación de Bott es necesario interpretar subjetivamente la proyección de las fallas sobre el círculo de Mohr para evaluar la veracidad de la solución, ya que no se conoce el valor de la fricción media. Además, se trata de un método flexible que permite elegir, en función de varios parámetros de calidad, entre un abanico de soluciones. En este sentido, Célérier (1988) ha demostrado, mediante modelización numérica, que si se considera la fricción en el proceso de inversión junto con la hipótesis de Wallace-Bott, el rango de precisión en el cálculo del tensor de esfuerzos es mucho mayor.

Para comprobar la representatividad estadística de cada solución, se realizó un proceso de muestreo con reemplazamiento, tipo Montecarlo, para el valor de fricción con menor error. Esta técnica permite calcular la máxima dispersión en la posición de los ejes principales. También permite detectar permutaciones entre los ejes principales del tensor solución, lo que sucede frecuentemente cuando dos ejes tienen magnitudes similares, es decir que R sea próximo a 0 o a 1.

2.3 Mapas continuos de Factor de Forma (k') y Dirección de Máximo Acortamiento en la Horizontal (Dey)

La metodología explicada en el apartado 2.2 ha sido utilizada en números publicaciones en los últimos años, ya sea para la determinación de paleoesfuerzos mediante el uso de estrías de falla o para el cálculo de esfuerzos actuales, utilizando mecanismos focales. La manera común de utilización es agrupar poblaciones de fallas en un afloramiento o afloramientos próximos, y calcular un estado de esfuerzo/deformación asumiendo que éste es homogéneo a la escala muestreada. Otra manera común de trabajar es calcular estados de esfuerzo “medios” o a nivel regional, agrupando poblaciones de fallas obtenidas en distintas estaciones de muestreo repartidas a lo largo de una región, siguiendo criterios geológicos/tectónicos. Esta manera de proceder puede conducir a que los resultados obtenidos no sean tan buenos como se podría esperar, ya que podemos estar mezclando dos o varias regiones caracterizadas por distintos estados tensoriales.

En el caso de los mecanismos focales de terremotos este tipo de incertidumbre aumenta debido a que la distribución espacial de los mecanismos focales que se analizan suelen distribuirse por grandes volúmenes a lo largo de la litosfera, por lo que asumir que el estado

tensorial no varía en ocasiones puede ser arriesgado. Esto sobre todo es así cuando se aplican técnicas de inversión de esfuerzos basados en la Ecuación de Bott, ya que, como se ha visto en el apartado 2.1.6, es necesario un mínimo de cuatro pares de datos (plano de falla y estría de deslizamiento) para obtener una solución del tensor reducido (cuatro ejes principales y factor de forma del elipsoide, R).

a) Normalización del factor de forma (k')

Como se ha visto anteriormente el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988) obtiene un valor único e independiente del máximo acortamiento horizontal (Dey) y la forma del elipsoide de deformación (k') para cada plano que sea analizado. En este trabajo se ha desarrollado una metodología mediante la cual se generan mapas continuos de estos valores que mejoran el estudio de por un lado de las trayectorias de esfuerzos calculadas anteriormente, ya que en ocasiones quedaban limitadas a áreas donde la deformación es importante y se generan suficiente cantidad de registros como para establecer una población, quedando las áreas con menos información infrarrepresentadas y englobadas dentro de la información regional.

Los valores de k' obtenidos directamente del Modelo de Deslizamiento pueden tener una gran dispersión y pueden estar comprendidos entre $\pm \infty$, lo que puede hacer difícil su representación. Para solucionar este problema se ha procedido a analizar estadísticamente las relaciones entre el valor de k , con el objetivo de normalizarlo en una escala lineal de 0 a 300 (Tabla 2.4). Los valores que limitan los diferentes campos se corresponden con los límites de los diferentes regímenes de deformación (Tabla 2.3), siendo el 0 Extensión Uniaxial, 150 Desgarre y 300 Compresión Uniaxial.

Con los algoritmos utilizados para la normalización del factor de forma se ha buscado un reparto homogéneo de los datos, que los siete campos queden bien representados y sean fácilmente distinguibles una vez representados en un mapa.

b) Análisis y Representación de los datos de máxima compresión horizontal

En trabajos previos se han desarrollado algoritmos para la interpolación de los datos de esfuerzos a partir de datos locales (programa Lissage, Lee y Angelier, 1994). En los códigos de modelización numérica se suelen representar los valores de esfuerzo y/o deformación proyectados en planta proporcionalmente a sus magnitudes absolutas o relativas.

En nuestro caso se ha desarrollado una metodología de representación de los estados puntuales derivados de las soluciones obtenidas desde el Modelo de Deslizamiento para cada mecanismo focal, que consta de los siguientes pasos:

k' (ey/ez)	Valor Normalizado de k' (nk')	Régimen de esfuerzo/deformación
$0 \leq k' \leq 0.1$	$0 \leq k' \leq 10$ $nk' = k' \cdot 100$	Extensión Uniaxial
$0.1 \leq k' \leq 1$	$10 \leq k' \leq 100$ $nk' = k' \cdot 100$	Normal-Direccional
$1 \leq k' \leq 10$	$100 \leq k' \leq 110$ $nk' = \text{Log}(k') + 100$	Direccional-Normal
$k' \leq -10$	$110 \leq nk' \leq 190$	Desgarre
$k' \geq 10$	$nk' = [10 \cdot \text{Log}[k'] - 200]$	
$-2 \geq k' \geq -10$	$190 \leq nk' \leq 200$ $nk' = [10 \cdot \text{Log}[k'] - 200]$	Direccional-Inverso
$-1.1 \geq k' \geq -2$	$200 \leq nk' \leq 290$ $nk' = (k' + 2) \cdot 100 + 200$	Inverso-Direccional
$-1 \geq k' \geq -1.1$	$290 \leq nk' \leq 300$ $nk' = (k' + 2) \cdot 100 + 200$	Compresión Uniaxial

Tabla 2.4 Valores de k' , factor de forma recalculado (nk') y régimen de esfuerzos (Olaiz et al., 2009 y Muñoz-Martín et al., 2012).

Para realizar la interpolación de los vectores de las direcciones de acortamiento en la horizontal (Dey) se ha de descomponer este valor en dos componentes: uno norte-sur y otro este-oeste. Estos valores se promedian en una malla, utilizando el comando Blockmean de GMT (Wessel y Smith, 1991; Wessel et al., 2013).

Blockmean: lee valores arbitrarios de datos en formato tabla (x,y,z) y genera una tabla de datos con un valor medio de la posición y del parámetro interpolado para cualquier bloque no-vacio, definido por los argumentos -R y -I. Este comando, o los comando *blockmedian* o *blockmode* debe ser usado para reprocesar dos datos antes de interpolarlos usando el comando *surface* para evitar aliasing de las cortas longitudes de onda.

Posteriormente los valores obtenidos se interpolan a una superficie continua de variación mediante el comando Surface de GMT (Wessel y Smith, 1991; Wessel et al., 2013). Si la distribución de los datos no cubre suficientemente bien toda la extensión del mapa analizado, se proceder a un enmascaramiento o blanqueo de los nodos de la malla que se encuentran a una distancia mínima de un dato puntual de esfuerzos, con el fin de evitar ruidos artificiales de los algoritmos de interpolación.

En este proceso existen parámetros que permiten suavizar las variaciones, como son el tamaño de la celda de la matriz que se promedia, y el grado de tensión superficial a la hora de interpolar a una superficie continua las componentes E-O y N-S de los vectores.

Surface: lee valores localizados aleatoriamente y produce una malla binaria de valores interpolados $z(x,y)$ resolviendo la ecuación:

$$(1 - T) * L(L(z)) + T * L(z) = 0 \quad (2.26)$$

Donde T es la tensión entre 0 y 1, y L indica el operador de Laplace. $T = 0$ da la solución de “mínima curvatura” que es equivalente a los paquetes SuperMISP y ISM. La mínima curvatura puede causar oscilaciones no deseadas y falsos máximos o mínimos, por lo que se puede usar $T > 0$ para suprimir estos efectos. Se sugieren valores de $T \sim 0.25$ para campos potenciales y T debe ser mayor ($T \sim 0.35$) para topografía. $T = 1$ da los valores de una superficie armónica, sin máximos o mínimos a no ser que se introduzcan como puntos de control.

La elección del tamaño de celda y del grado del factor de tensión dependen fundamentalmente de la densidad de datos, de su distribución espacial, y de la escala del mapa, por lo que probar con varios valores de estos parámetros, hasta definir cuáles son los más representativos para el conjunto de datos y la escala del mapa (Figura 2.30).

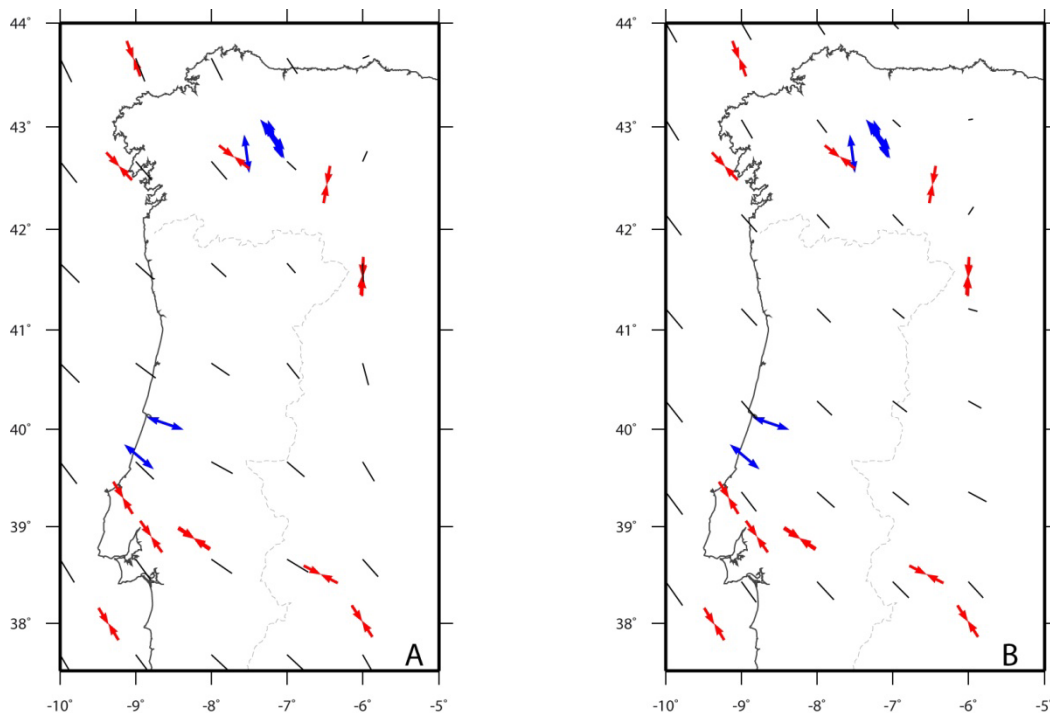


Figura 2.30 Ejemplos de interpolación de la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey) con distinto paso de malla en los comandos blockmean y Surface y de la tensión en Surface. En A en el paso de malla es de 10 minutos y $T = 0.25$, mientras que en B el paso de malla es de 60 minutos y $T = 1$. Las flechas rojas corresponden a mecanismos focales compresivos y las azules a extensionales.

c) Análisis y Representación del Régimen de esfuerzo/deformación

De una manera similar a como se han calculado los mapas de distribución de las orientaciones del máximo acortamiento horizontal, se han realizado los mapas continuos de régimen de esfuerzo/deformación. La diferencia fundamental con el caso anterior es que la variable normalizada (k') es una magnitud escalar, por lo que no es necesario la descomposición y la suma vectorial. Los pasos a la hora de construir el mapa incluyen el cálculo del valor medio de k' normalizada en cada celda de la matriz (blockmean) y la posterior interpolación del valor medio por celda a una superficie continua mediante el comando surface.

En este trabajo se ha elegido una paleta de colores que asocia los tonos azules a la extensión y los rojos a la compresión, quedando una zona de transición en blanco para el régimen de desgarre. De esta forma se distinguen claramente los regímenes y se puede hacer una transición gradual entre los intervalos no puros (Olaiz *et al.*, 2009; Muñoz-Martín *et al.*, 2012). Par realzar las variaciones de régimen del mapa y que facilitar la comprensión de las relaciones con la morfoestructura se ha representado la variación de color del régimen superpuesto una imagen de sombreado artificial calculada mediante un gradiente horizontal del Modelo Digital de elevaciones (Figura 2.31).

En el caso de las secciones verticales (capítulo 5), la interpolación se ha realizado utilizando las dimensiones X para la distancia a lo largo de la sección y el valor Y correspondiente a la profundidad.

En posteriores capítulos se mostrarán los distintos mapas en los que se utiliza esta metodología, explicando en cada caso los valores utilizados en la interpolación.

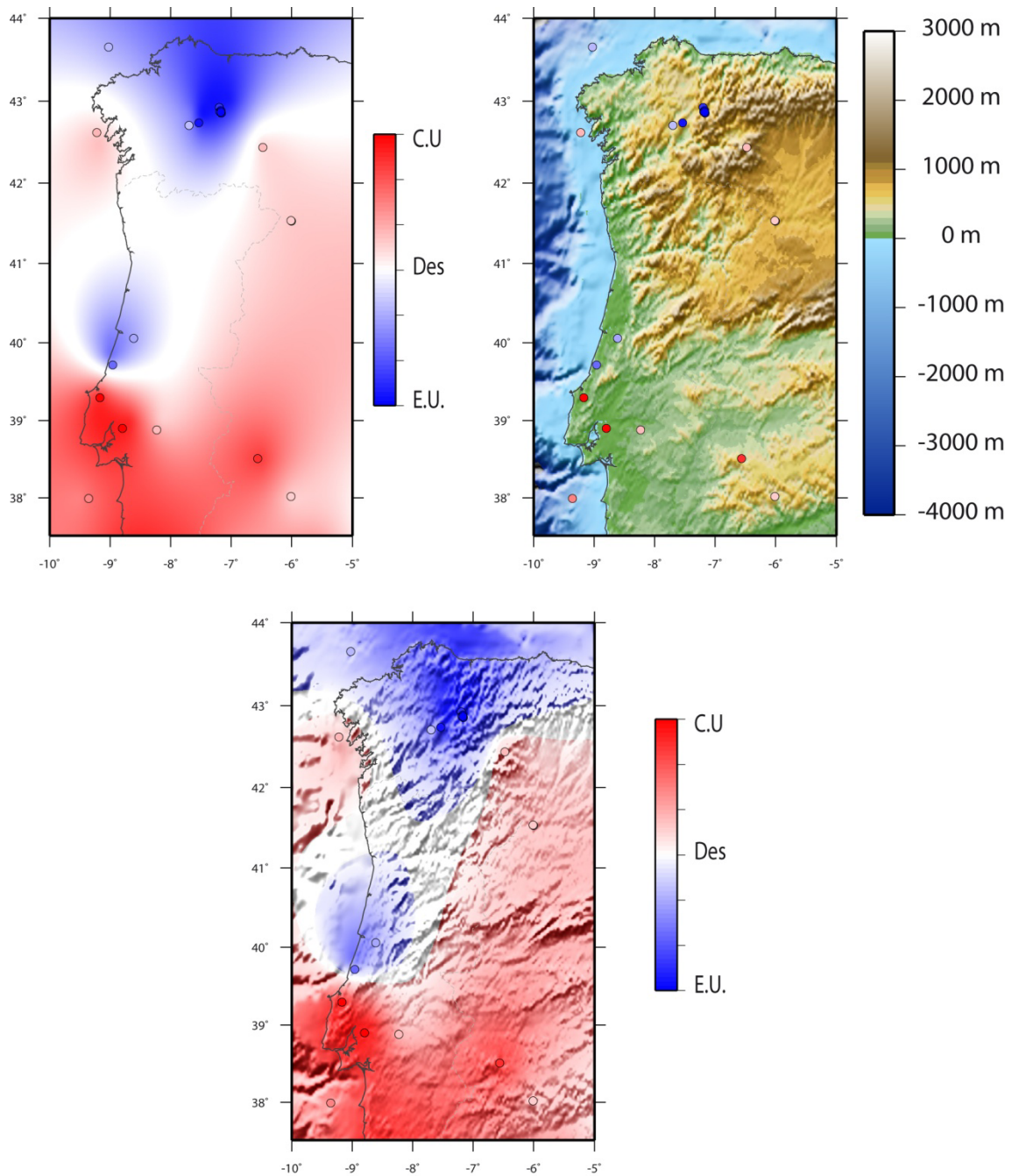


Figura 2.31 En figura superior izquierda se observa el parámetro k' interpolado y los valores puntuales calculados para cada mecanismo focal a partir del Modelo de Deslizamiento. A la derecha se aprecian los valores puntuales superpuestos al modelo digital del terreno. En la parte inferior se representa el valor de k' interpolado sobre el modelo de elevaciones y los valores puntuales.

CAPÍTULO 3

ANÁLIS DEL CATÁLOGO DE HARVARD (CMT)

El Catálogo Global del Tensor de Momento Sísmico (CMT) (<http://www.globalcmt.org/>) fue creado y liderado por Adam Dziewonski en la Universidad de Harvard en 1981 (Dzienowski *et al.*, 1981). En 2006 toman el relevo Göran Ekström y Meredith Nettles desde el Observatorio Lamont-Doherty de la Universidad de Columbia (Ekström *et al.*, 2010). Los principales objetivos de este catálogo son:

- Determinación, tres o cuatro meses después del evento, del tensor de momento de los terremotos de magnitud (M_w) mayor de 5.0 a escala planetaria.
- Determinación inmediata del tensor de momento sísmico para eventos de magnitud (M_w) mayor 5.5.
- Catalogación y mantenimiento de los más de 25.000 eventos desde 1976.
- Desarrollo e implementación de nuevos métodos para la cuantificación de la fuente de terremotos.

Los terremotos son un fenómeno natural que puede localizarse en cualquier punto del planeta y que queda registrado casi a diario en las distintas estaciones sismológicas diseminadas por el mismo. Debido a la desigual distribución de las estaciones sísmicas, para poder abordar un catálogo planetario resulta imprescindible estudiar los eventos a partir de una magnitud mínima. En el caso del CMT la selección de este filtro es sencilla ya que está limitado por la naturaleza del propio catálogo ($M_w > 5.0$). Al observar la Figura 3.1 vemos que el número de eventos con $M_w > 5.0$ se mantiene más o menos estable hasta el año 2004, cuando los registros casi se duplican. Este hecho coincide con un importante salto en el momento sísmico acumulado (Figura 3.2), asociado con el terremoto de Sumatra el 26 de Diciembre de 2004 ($M_w=9.3$) y sus réplicas haciendo al año 2005 el más importante en número de eventos y en energía liberada (Ekström *et al.*, 2010). El incremento que se observa en 2010 está asociado al terremoto de Maule (Chile) ($M_w=8.8$).

Estas dos series sísmicas que incluyen los dos eventos con mayor magnitud desde el terremoto de Alaska en 1964 ($M=9.0$). Si analizamos una ventana temporal más amplia vemos

que cada cierto tiempo se dispara un terremoto de magnitud muy elevada, por encima de 8.0 (Figura 3.3).

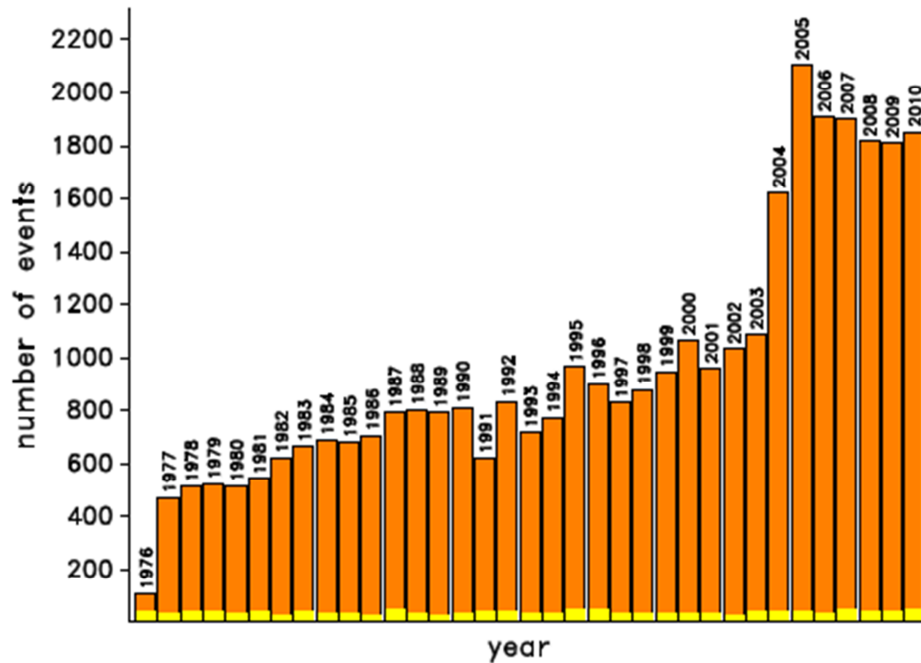


Figura 3.1 Número de terremotos del CMT desde el año 1976 hasta el 2010. En amarillo los terremotos con $M_w > 6.5$ (Ekström et al., 2010).

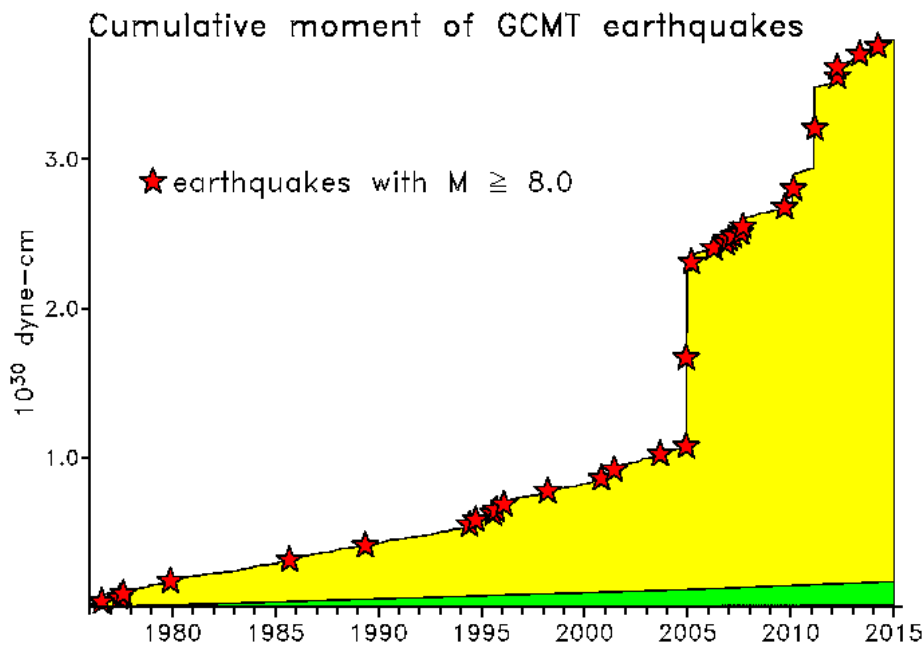


Figura 3.2 Momento sísmico acumulado del catálogo CMT (actualizado el 31 de diciembre de 2014). Actualizado de Ekström et al., (2010.)

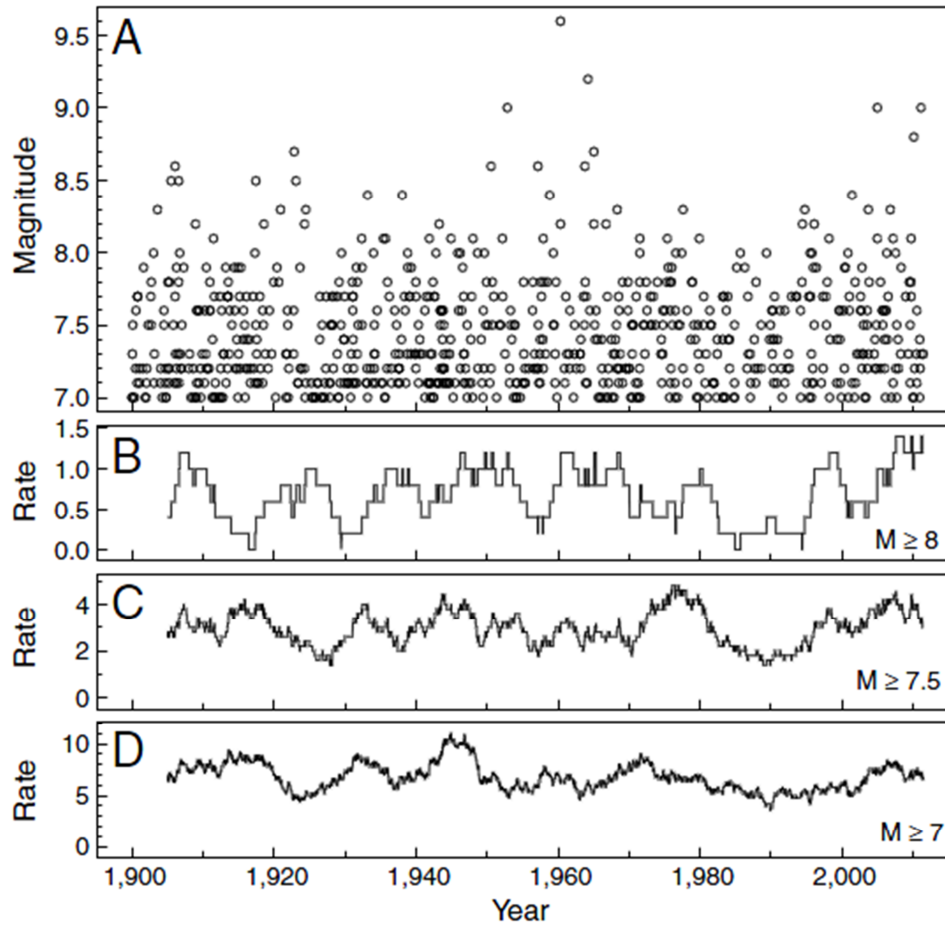


Figura 3.3 A) Magnitudes de los terremotos $M > 7.0$ desde el año 1900. B, C y D) Tasa anual con distinta magnitud mínima. Fuente <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes>. Tomado de Sheare y Stark (2012).

Sheare y Stark (2012) destacan que este proceso se repite temporalmente pero que no obedece a un proceso euclídeo, ya que aunque se observa una cierta periodicidad no se ajusta a una función matemática simple sino a un proceso estocástico, debido al número de variables que lo definen y su evolución a lo largo del tiempo.

La mayoría de estos grandes terremotos se producen en zonas de subducción (Tabla 3.1), resultando mecanismos focales de tipo inverso (Figura 3.4). Según McCaffrey (1993), existen dos teorías para explicar la elevada magnitud de estos terremotos:

- El grado de acoplamiento sísmico, es decir la energía que actúa en el plano de falla (Ruff y Kanamori, 1980).
- Variación en el área de la falla, la homogeneidad de los esfuerzos ejercidos en el plano (Lay y Kanamori, 1981) o en la estabilidad friccional de la falla (Scholz, 1990). Esto se relaciona directamente con la fórmula del momento sísmico:

$$M_0 = \mu AD \quad (3.1)$$

Capítulo 3 – Análisis del Catálogo CMT

Donde μ es el módulo de deformación, A el área de ruptura y D el desplazamiento promedio del área.

Localización	Año	Magnitud
Valdivia (Chile)	1960	9.5
Anchorage (Alaska)	1964	9.2
Sumatra	2004	9.0 (CMT) 9.3 (USGS)
Japón	2011	9.0
Kamchatka	1952	9.0
Maule (Chile)	2010	8.8
Ecuador	1906	8.8
Islas Rat (Alaska)	1965	8.7
Sumatra	2005	8.6
Assam-Tíbet	1950	8.6
Sumatra	2012	8.6
Islas Andreanof	1957	8.6
Sumatra	2007	8.5
Mar de Banda (Indonesia)	1938	8.5
Kamchatka	1923	8.5
Frontera Chile-Argentina	1922	8.5
Islas Kuriles	1963	8.5

Tabla 3.1 Terremotos instrumentales con magnitud ≥ 8.5 tomado del USGS.

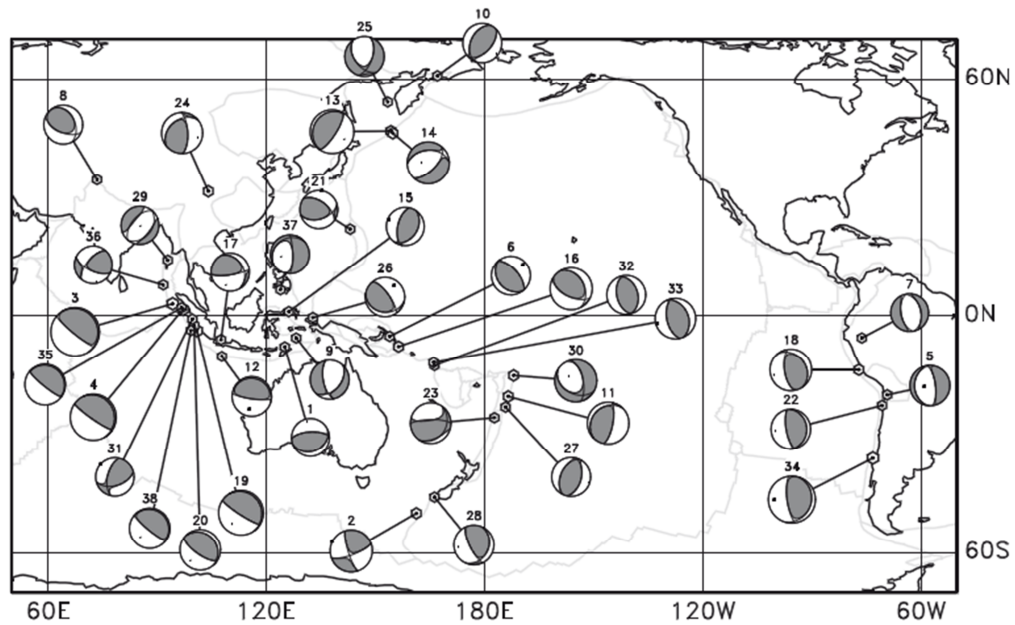


Figura 3.4 Localización y mecanismo focal para los terremotos ($M_w \geq 7.5$) en el intervalo 2004-2010. Tomado de Ekström et al. (2010).

Se observa que el mayor número de eventos se acumula cuando $5.1 < M_w < 5.7$. Ekström y colaboradores (2010) (Figura 3.6) demuestran que a pesar de que se aprecien dos importantes saltos en el gráfico del tensor sísmico acumulado, la magnitud mediana de los eventos por año no ha variado sustancialmente desde el año 1976, especialmente a partir de los años 80, cuando el catálogo es más completo.

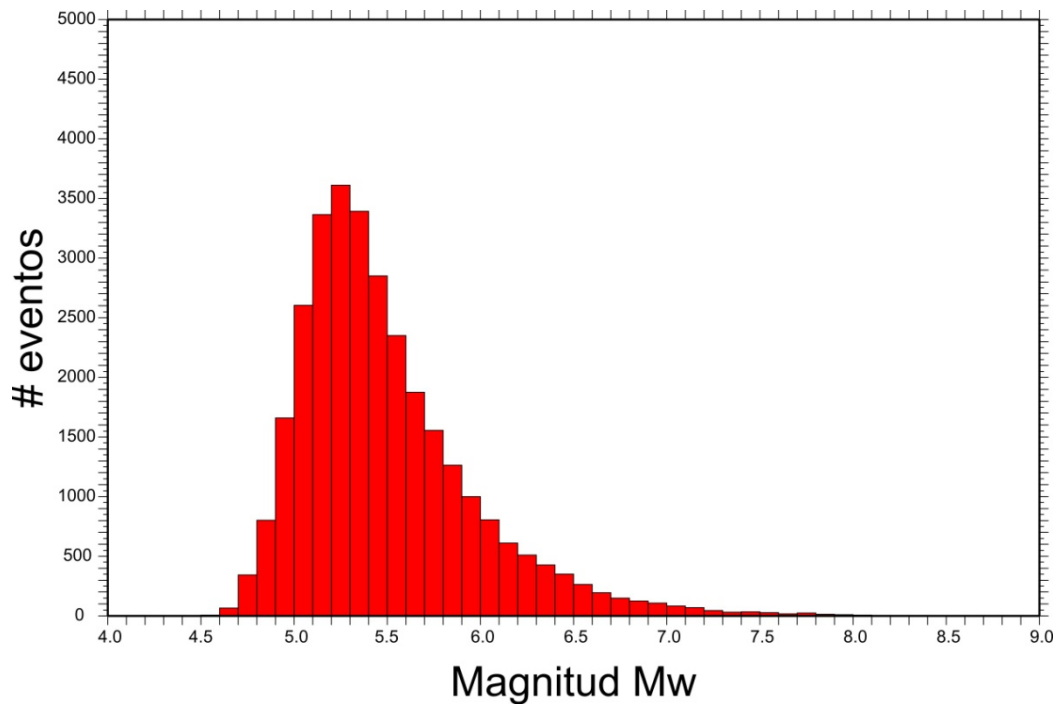


Figura 3.5 Histograma del catálogo CMT (1976-2009). Número total de eventos 30422.

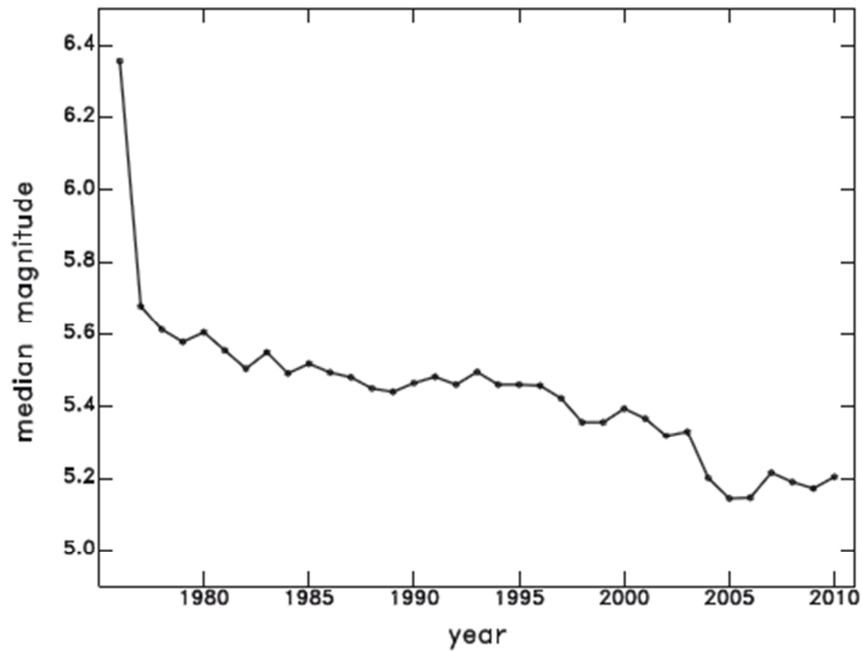


Figura 3.6 Mediana de la magnitud de los terremotos del CMT. Tomado de Ekström et al., (2010).

3.1 Análisis del Catálogo CMT mediante el Modelo de Deslizamiento.

Como se ha explicado en capítulo 4, mediante el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988) se puede determinar cuál de los planos nodales es el neoformado, que se toma como plano de falla y cuál es el reactivado que se toma como plano auxiliar. Además usando los valores de buzamiento y cabeceo del plano, se puede determinar con qué tipo de deformación está asociado cada mecanismo focal. Por otro lado, este método permite calcular la dirección de máximo acortamiento en la horizontal y el factor de forma, que serán iguales para ambos planos.

En el periodo 1976-2009 el catálogo de CMT registró 30.422 eventos con $M_w \geq 5.0$. Como se ha visto en el capítulo 2, una de las asunciones del Modelo de Deslizamiento es que uno de los ejes de esfuerzo es vertical, que es cierto en el caso de mecanismos focales superficiales. Filtrando únicamente los terremotos cuya profundidad sea menor o igual a 70 km, tenemos una población de 24.265 eventos, que serán los utilizados en el análisis. En la Figura 3.7 se pueden ver siete histogramas, en los que se representan los siete campos resultantes de este método. Como se puede observar la forma de todos los gráficos es similar, con el máximo en torno a $M_w = 5.5$ y un descenso progresivo hacia las magnitudes más elevadas. Lo más destacable es la cantidad de mecanismos focales que caen en el campo de la Compresión Uniaxial que casi duplica el número de eventos en el pico que el resto de campos, que muestran un

comportamiento más homogéneo. Como se esperaba después de la primera aproximación, los regímenes inversos muestran valores en las magnitudes más altas.

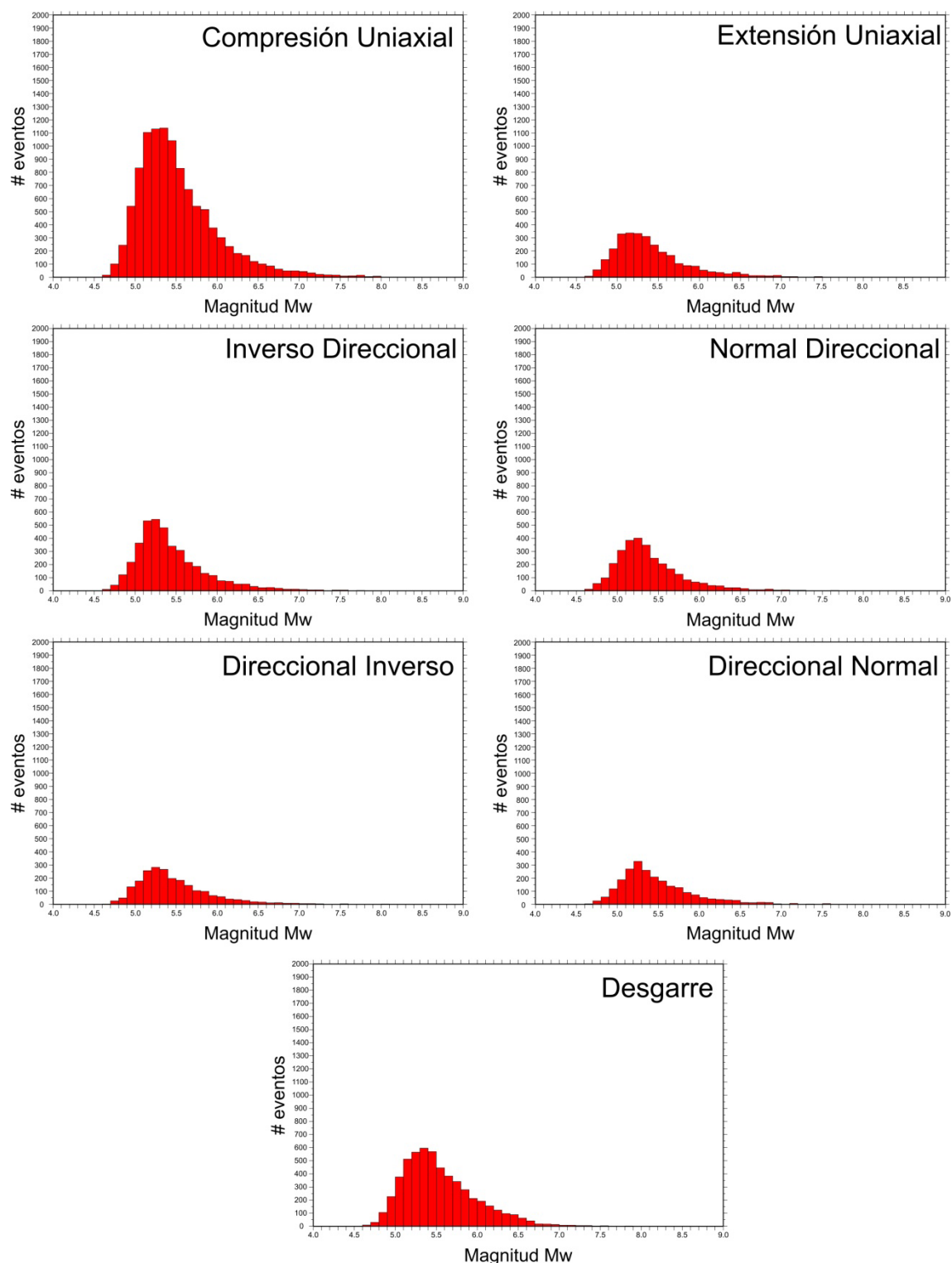


Figura 3.7 Histogramas de los siete campos de deformación obtenidos a partir del Modelo de Deslizamiento (ver tabla 2.3). Todos los gráficos tienen los mismos ejes para poder comparar los resultados de forma rápida.

La Figura 3.8 permite observar más claramente como más de un 37% de los eventos del CMT caen en el campo de la Compresión Uniaxial. El segundo campo más representado es el de los desgarres puros, con casi la mitad de registros que el anterior. El resto de regímenes muestran valores más próximos entre sí con valores cercanos al 10%.

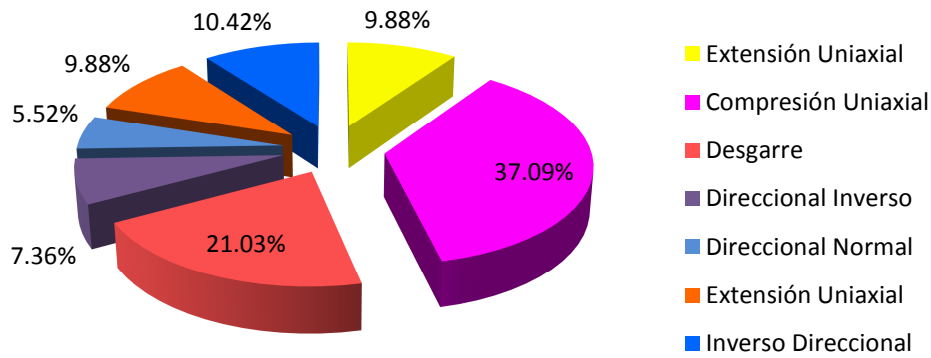


Figura 3.8 Gráfico en el que se han calculado los porcentajes de los campos de deformación según el Modelo de Deslizamiento. CU: Compresión Uniaxial, ID: Inverso Direccional, DI: Direccional Inverso, Des: Desgarre, DN: Direccional Normal, ND: Normal Direccional y EU: Extensión Uniaxial.

Para analizar más en detalle los resultados y basado en De Vicente (1988) se ha creado un gráfico de densidad de ocurrencia en el que se enfrentan el buzamiento y el cabeceo de los planos asociados a los mecanismos focales (Figura 3.9).

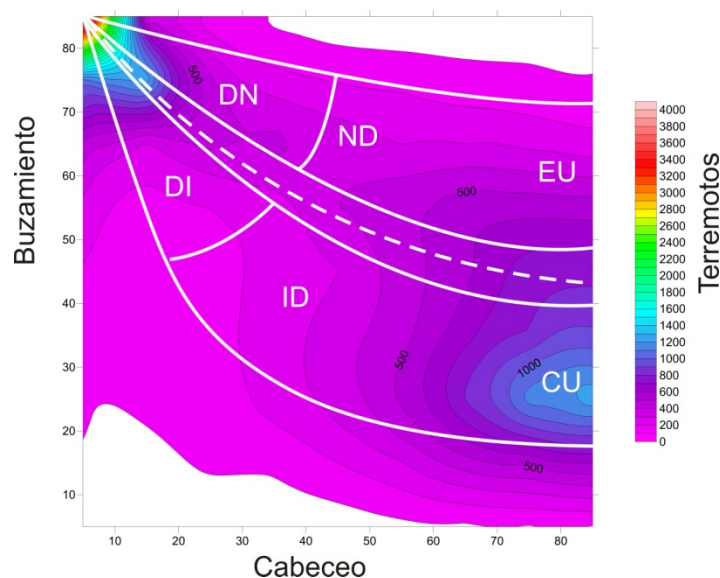


Figura 3.9 Diagrama de densidad Buzamiento frente a Cabeceo del catálogo CMT.

Lo más destacado son los máximos asociados a las formas puras de deformación como son la Compresión Uniaxial y Desgarres, mientras que el resto del espacio muestra valores bastante homogéneos. En los siguientes gráficos (Figura 3.10 y Figura 3.11) se han representado por separado las fallas que actúan como inversas y las que lo hacen como normales, para intentar analizar el comportamiento del campo de estas últimas ya que quedan difuminadas.

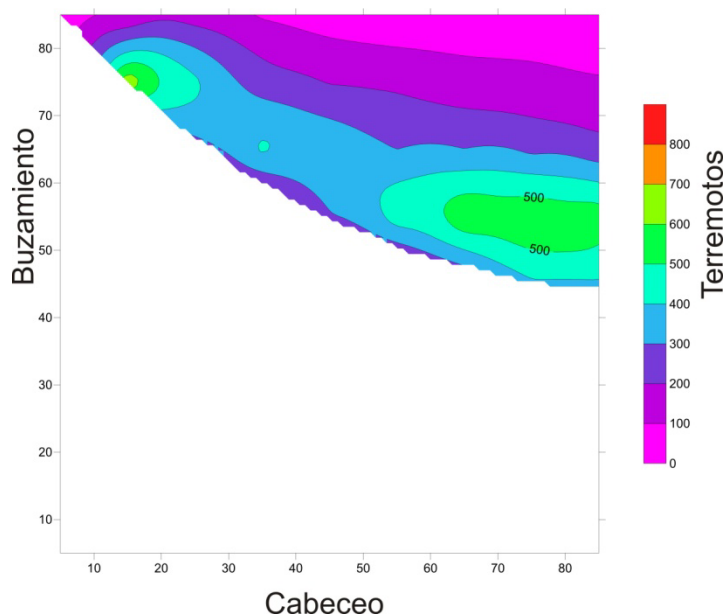


Figura 3.10 Gráfico de densidad Buzamiento frente a Cabeceo en el que únicamente se representan las fallas con componente normal.

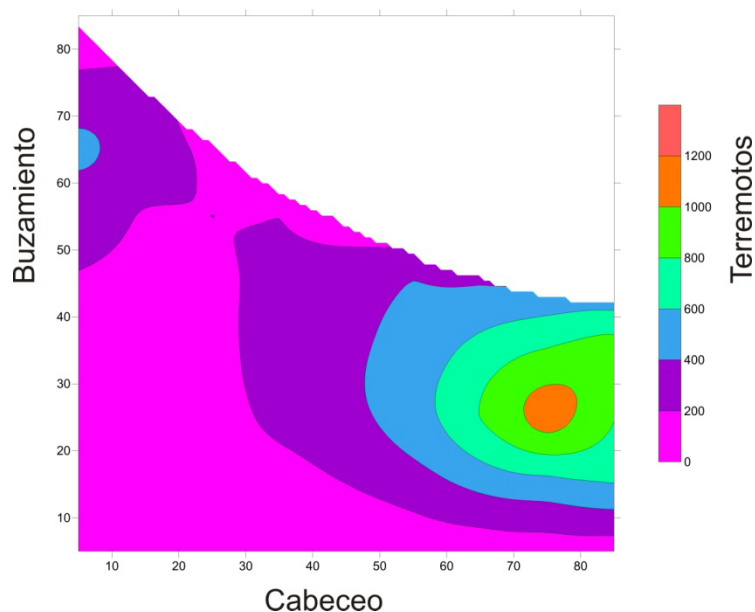


Figura 3.11 Gráfico de densidad Buzamiento frente a Cabeceo en el que únicamente se representan las fallas con componente inverso.

En la Figura 3.10 se observa que la distribución es homogénea en el campo de las fallas normales, aunque el máximo relativo se encuentra en los valores altos de cabeceo, es decir el comportamiento más puro. Por su parte las fallas inversas (Figura 3.11) aparecen mucho más agrupadas en la compresión uniaxial. De todas estas observaciones se desprende que la energía se disipa mucho más fácilmente en estructuras lo más puras posible, es decir con cabeceos muy altos en las fallas con desplazamiento en la vertical y con buzamiento próximos a 90° en el caso de los desgarres.

3.1.1 Localización de los mecanismos focales analizados mediante el Modelo de Deslizamiento.

En este apartado se muestran los mapas de acortamiento horizontal. Para hacer más sencillo el análisis, se ha resumido en función de los regímenes de esfuerzo principales. Se han incluido en el campo Compresivo los mecanismos de Compresión Uniaxial y de Compresión-Desgarre, en el campo Extensional están englobados la Extensión Uniaxial y la Extensión-Desgarre, mientras que en los Desgarres están los propios Desgarres, más los Desgarres-Compresivos y Desgarres Extensionales (ver tabla 2.3).

- **Mecanismos Focales Compresivos:**

En la Figura 3.12 se observa que este tipo de mecanismos focales dominan en las zonas de subducción como Centroamérica y Sudamérica, Sumatra, Aleutianas, Kuriles, Japón, Filipinas o Islas Sandwich, pero no es tan claro por ejemplo en la subducción de las Antillas. La presencia de este tipo de mecanismos focales es también destacada a lo largo de las dorsales, principalmente en aquellas zonas donde existen muchas fallas transformantes de poca longitud, aunque no parece que haya una relación directa con la tasa de expansión oceánica (De Mets et al., 1990), ya que aparecen mecanismos de este tipo tanto en las dorsales rápidas como en las lentas. Alejados de los bordes de las placas se localizan varios eventos de este tipo, especialmente en corteza oceánica, como en el sur del Índico donde son mayoritarios, en el Pacífico o en la franja central del Atlántico oriental. Así mismo su presencia es muy importante en la corteza continental, como en la Costa Este Norteamericana, en el oeste de Canadá, en el interior de Australia y África o en la zona de Plateau Tibetano.

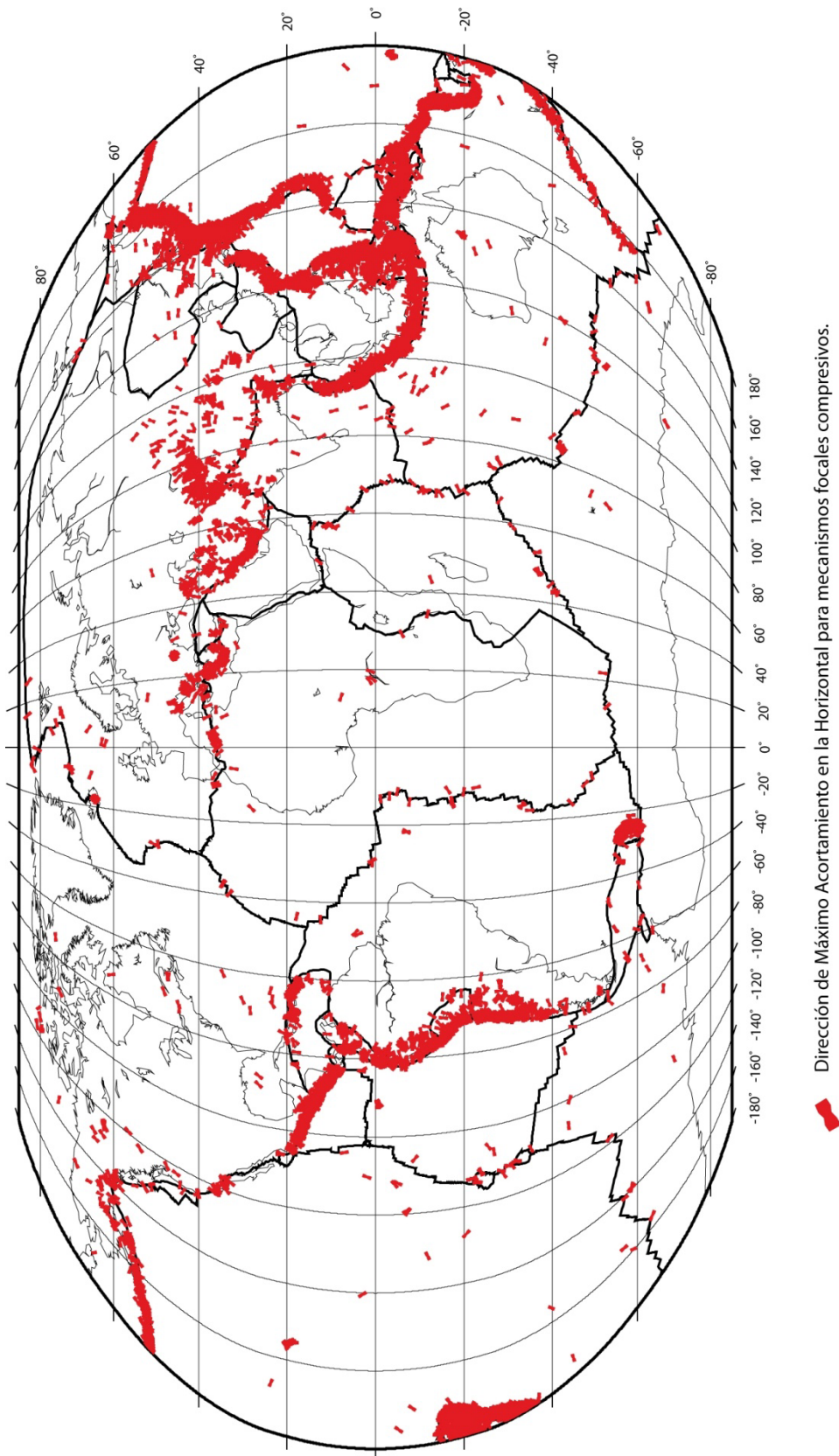


Figura 3.12 Dirección de Máximo Acortamiento en la horizontal (Dey) de los mecanismo focales compresivos del catálogo de Harvard en el periodo 1976-2009.

- **Mecanismos Focales Desgarre:**

La Figura 3.13 muestra los desgarres calculados mediante el Modelo de Deslizamiento. Se puede apreciar que este tipo de resultado se obtiene en todos los límites de placas existentes, tanto como en las dorsales (por ejemplo Medioatlántica o en la dorsal que separa la placa Australiana de la Antártica). Pero también es muy numeroso en las zonas de subducción pura, aunque destaca en la zona de la Costa Oeste Norteamericana, en la que no había mecanismos compresivos. Al igual que en el caso anterior existen mecanismos focales de desgarre intraplaca aunque no tan numerosos, al menos en corteza oceánica, ya que en la corteza continental se pueden relacionar con corredores importantes de desgarre como en Asia Central, o en Irán e Irak.

- **Mecanismos Focales Extensionales:**

Los mecanismos extensionales están representados en la Figura 3.14. Como era de esperar este tipo es claramente dominante en las dorsales, sobre todo en aquellas con tasas de expansión baja como la Atlántica o en Índico, pero no tanto en el Pacífico (De Mets et al., 1990). Es muy destacable su presencia en la población de mecanismos focales extensionales del Rift Africano, en la zona de Basin and Range norteamericano, el Mar Rojo o el Lago Baikal, zonas extensionales por definición, así como en la zona tras arco de la subducción griega.

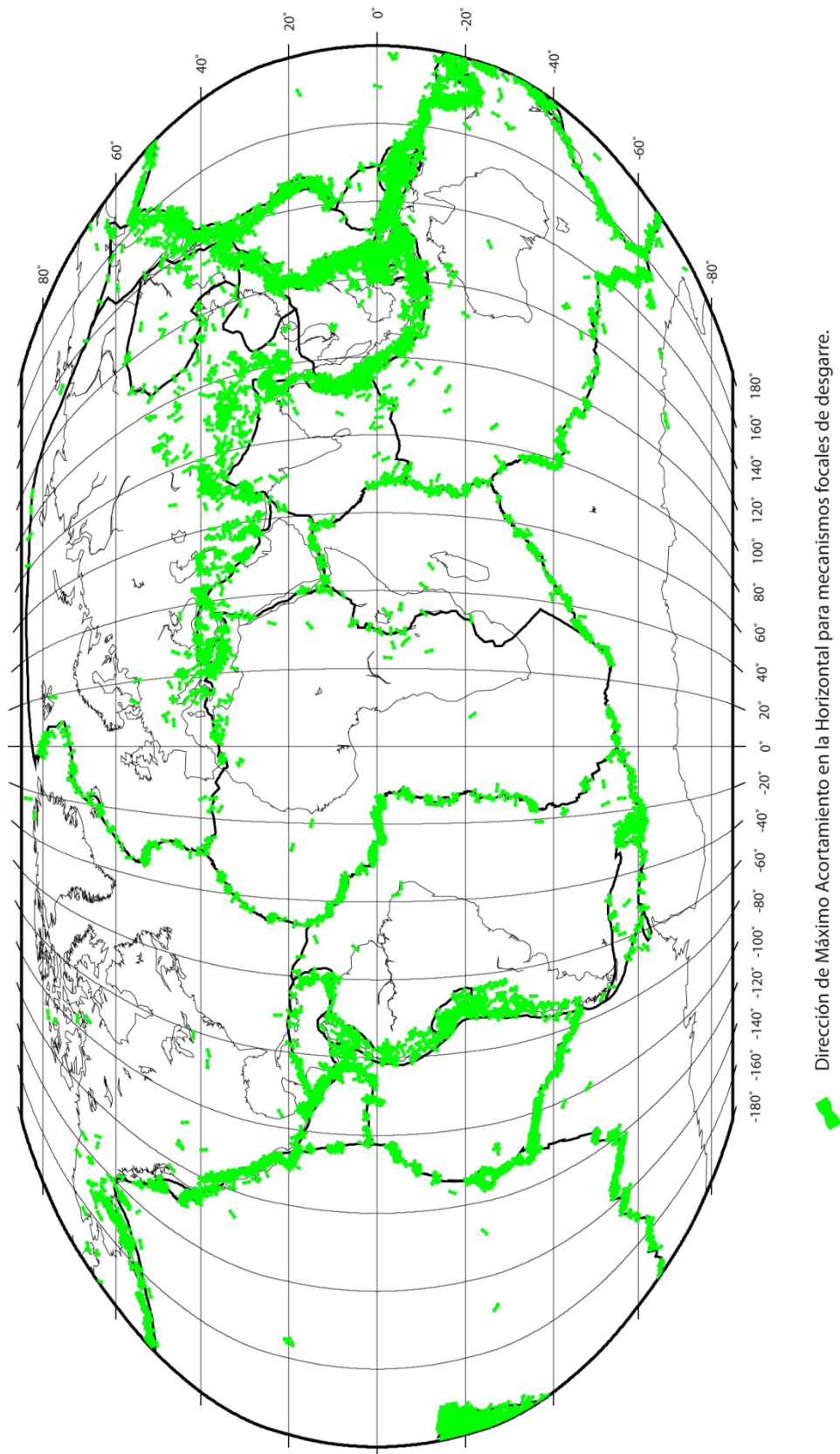


Figura 3.13 Dirección de Máximo Acortamiento en la horizontal (Dey) de los mecanismo focales de desgarre del catálogo de Harvard en el periodo 1976-2009.

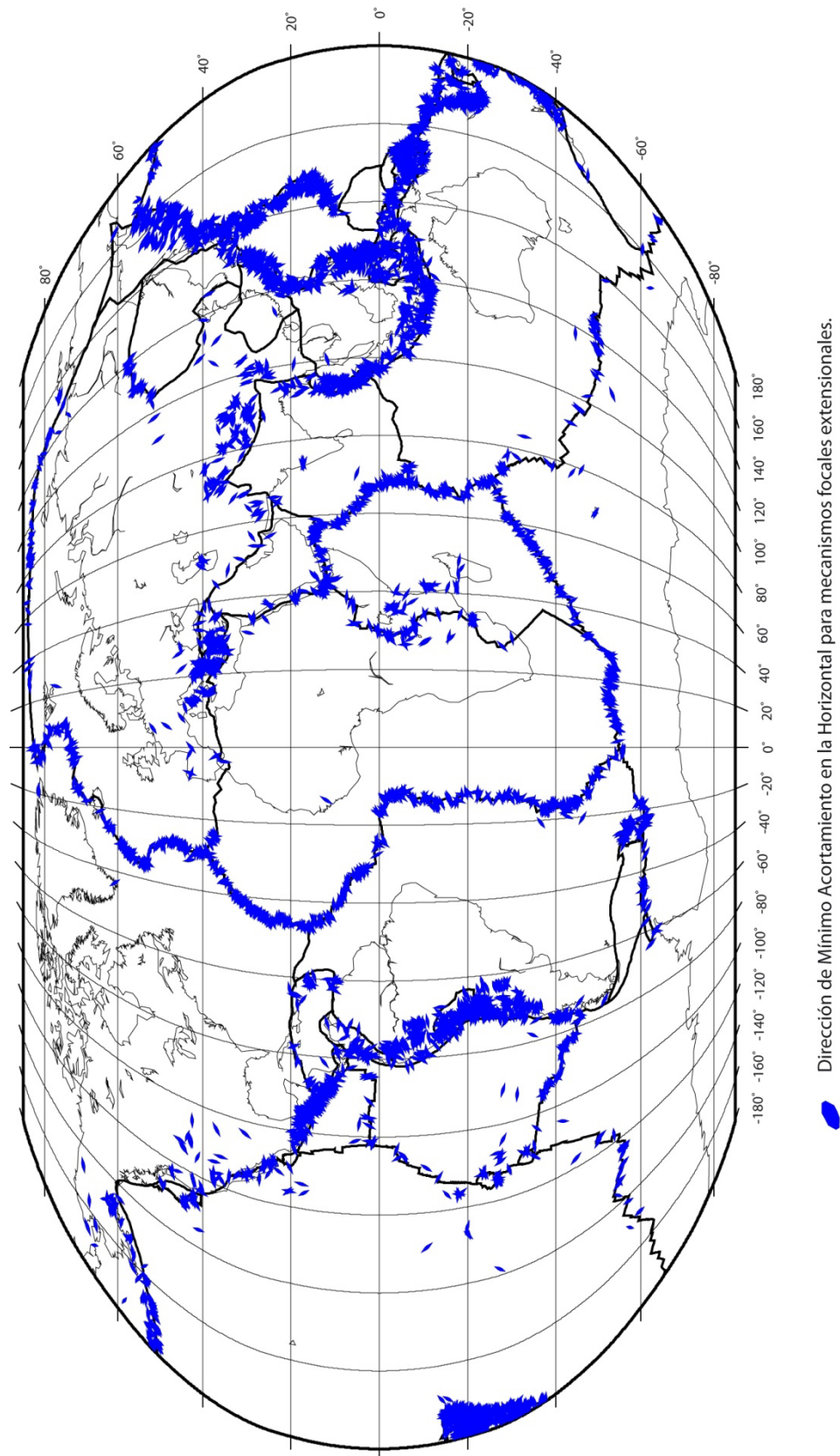


Figura 3.14 Dirección de Mínimo Acortamiento en la horizontal (Dex) (máxima extensión horizontal) de los mecanismo focales de desgarre del catálogo de Harvard en el periodo 1976-2009.

3.2 Métodos de clasificación de Mecanismos Focales.

Álvarez-Gómez (2009) en su tesis doctoral hace una revisión de los métodos de clasificación de mecanismos focales, que es un problema crítico a la hora de trabajar con estos elementos, ya que en zonas con abundancia de datos es muy difícil ordenar la información de forma clara y coherente, que nos sirva a la hora de obtener resultados e interpretaciones con sentido geológico.

Existen tres tipos de clasificaciones, en función de los parámetros utilizados:

- Cuarteniones: se basa en la reducción de las seis variables que definen el tensor de momento sísmico a cuatro independientes normalizadas (Kagan, 2005). Es un método complejo y con difícil aplicabilidad geológica.
- Características geológicas de los planos: como se ha visto en el capítulo 3, los mecanismos focales quedan definidos por unos parámetros angulares similares a los planos de falla y por tanto se puede describir de igual manera. Estos valores son dirección, buzamiento y cabeceo.
- Proyecciones de los ejes principales del tensor de momento sísmico: los ejes P, T y B forman un sistema ortogonal y cada uno de ellos puede definirse como una línea, mediante la dirección y la inmersión.

3.2.1 Diagramas de Clasificación de Mecanismo Focales

Frohlich y Apperson (1992) desarrollaron un diagrama ternario sobre una proyección gnómica para representar mecanismos focales basados en la relación:

$$\text{sen}^2 i_T + \text{sen}^2 i_B + \text{sen}^2 i_P = 1 \quad (3.2)$$

Donde i_T , i_B y i_P son las inmersiones de los ejes T, B y P del mecanismo focal.

Este tipo de proyección lleva asociada mucha distorsión en los extremos del triángulo, por ello Kaverina *et al.*, (1996) proponen una proyección de igual área azimutal de Lambert, formado por segmentos de círculos mayores que Kagan (2005) divide en campos en función del régimen (Figura 3.15).

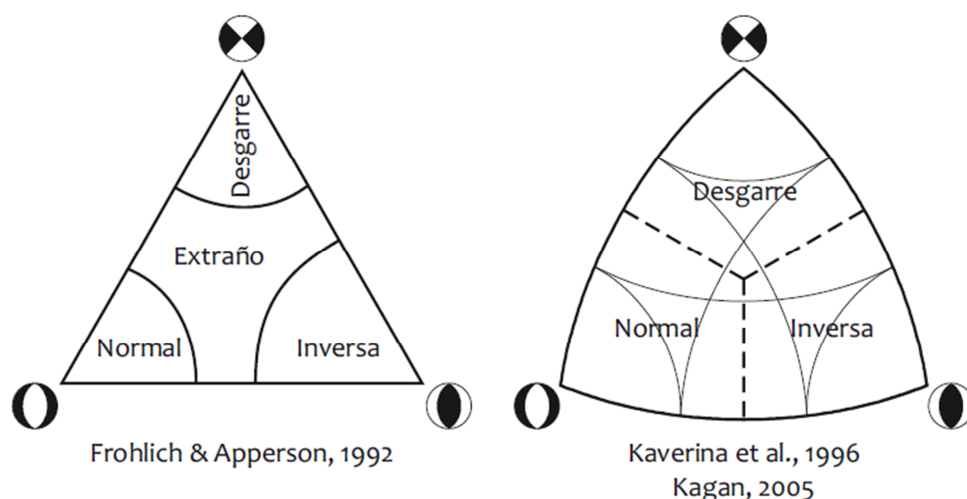


Figura 3.15 Diagramas de clasificación de mecanismos focales en función de las inmersiones de los ejes del TMS propuestos por Frohlich y Apperson [1992] (izquierda) y Kagan [2005] (derecha). En el diagrama de la derecha las líneas finas representan los valores angulares de 30° y 60° para cada eje. Tomado de Álvarez-Gómez (2009).

El diagrama TMS de Álvarez-Gómez (2009) se basa, además de en los ángulos de inmersión, de los tipos de deslizamiento que una falla puede presentar desde un punto de vista geológico. Este autor representa siete campos en función del deslizamiento: normal, normal - desgarre, desgarre - normal, desgarre puro, desgarre - inverso, inverso - desgarre e inverso (Figura 3.16). Álvarez- Gómez (2014) ha publicado el software FMC que permite clasificar los mecanismos focales en el diagrama TMS. Se ha procesado el catálogo de CMT, al igual que se ha hecho con el Modelo de Deslizamiento. En la Figura 3.17 se pueden ver los resultados de este método demostrando de nuevo que la distribución de tipo de mecanismos focales no es homogénea, sino que se agrupa en tres campos principales: el campo mayoritario vuelve a ser el de las fallas inversas, con casi el 40% de los eventos. Según esta metodología el segundo campo en número de registros es el de las normales y el tercero el de los desgarres. Es decir, los tres campos con mayor número de registros son los campos de deformación pura. A partir de aquí, aparecen los campos de transición, con valores muy similares entre sí.

La mayor diferencia entre los campos obtenidos mediante el Modelo de Deslizamiento y el TMS se observa en el de las normales puras, donde se pasa de un 10% a un 17%, es decir casi se duplica ese valor, mientras que en los otros campos puros el resultado es similar. Si se suman los tres campos extensionales (extensión pura, extensión - desgarre y desgarre - extensión) el porcentaje resultante es del 24% frente el 29%. Al hacer lo mismo en el campo de las fallas inversas el resultado es aún mejor ya que según el Modelo de Deslizamiento es el 55% y para el CMS el 52%. Este ajuste hace pensar que ambos métodos obtienen resultados muy

parecidos y que la diferencia puede deberse a los distintos límites que se usan para definir los campos más que al método de cálculo.

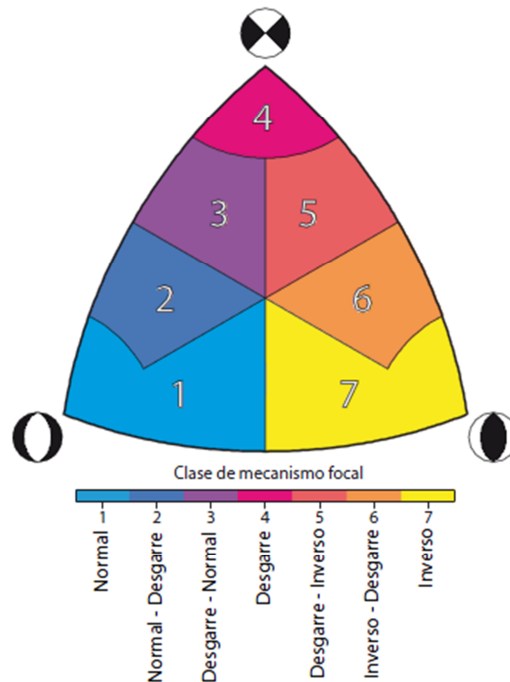


Figura 3.16 Diagrama de clasificación de mecanismos focales utilizado en este trabajo. Tomado de Álvarez-Gómez (2009).

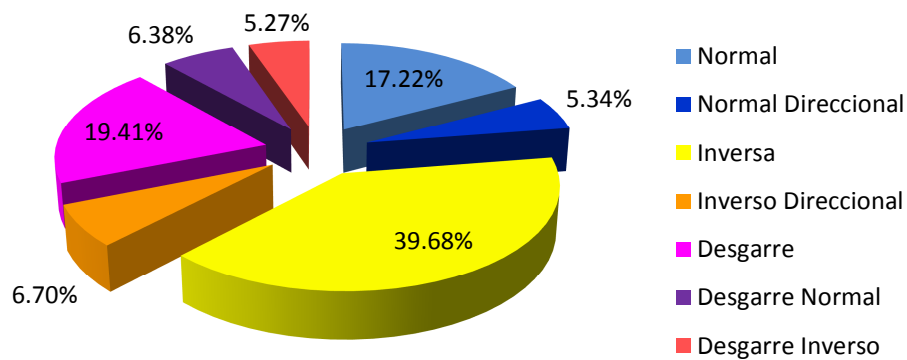


Figura 3.17 Distribución porcentual de los mecanismos focales según el método TMS de Álvarez-Gómez (2009).

3.3 Ajuste a la ley de Gutenberg – Richter

Atendiendo a la relación logarítmica entre la magnitud y la energía liberada por el terremoto, la ley de Gutenberg y Richter (1944) demuestran de forma empírica, que la liberación de energía que se produce sigue una ley potencial o “power-law”.

$$\log N(m) = a - bm \quad (3.3)$$

Donde $N(m)$ es el número de terremotos de magnitud superior a m .

Esta ley muestra como la distribución en frecuencia de los terremotos para un tamaño dado, sigue una ley exponencial. El valor de la constante a , depende del número de terremotos de la muestra, por lo que tiene escaso valor estadístico. Por otro lado, el valor b , conocido como parámetro de sismicidad, es mucho más relevante. Según King (1983), el valor de b oscila entre 0.7 y 1.3, aunque se acepta un valor de 1 como constante universal (Kagan, 1999), lo que se traduce en que por cada terremoto de magnitud 4.0, se registrarán 10 de magnitud 3.0 y 100 de magnitud 2.0. El parámetro b describe el modo en el cual se libera energía sísmica. De tal manera, un valor alto de b indica una proporción grande de eventos de magnitud baja y viceversa. Las explicaciones sobre el significado de la ley de Gutenberg y Richter, relacionan el parámetro b con la distribución heterogénea de esfuerzos y con el régimen de esfuerzos (Schorlemmer *et al.*, 2005). También se ha sugerido que el valor del parámetro b representa un índice de complejidad estructural, directamente relacionado con la geometría de la fracturación y la dimensión fractal de la distribución epicentral (Muñoz-Martín *et al.*, 2000).

Pérez-López (2003) analiza el catálogo CMT (Harvard en ese momento), entre 1962 y 2001, formado por 18.627 eventos. El parámetro b obtenido para M_w es de 0.97 (Figura 3.18).

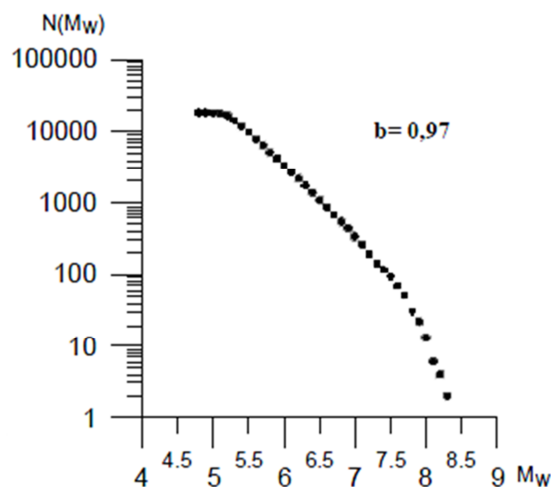


Figura 3.18 Ley de Gutenberg – Richter para el catálogo Harvard. Pérez – López (2003)

En este trabajo se ha calculado la Ley de Gutenberg – Richter para los tres campos principales de esfuerzos determinados a partir del Modelo de deslizamiento: Desgarres, Inversos y Extensional. En la Figura 3.19 se ha representado el gráfico Magnitud frente frecuencia de eventos del catálogo completo.

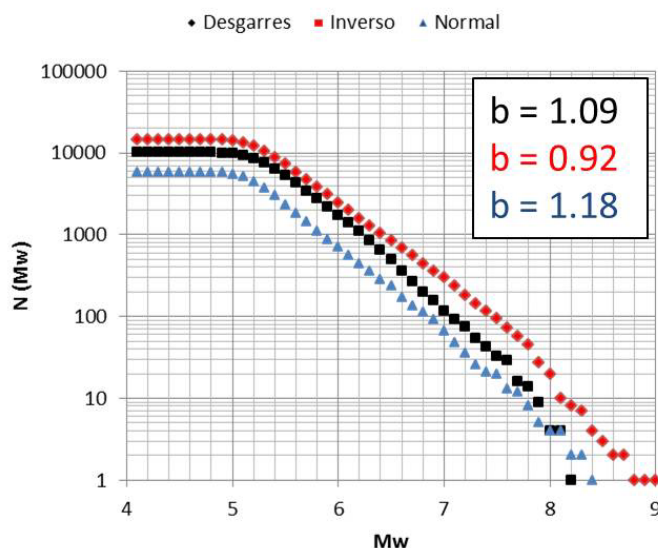


Figura 3.19 Ley de Gutenberg – Richter para el catálogo CMT entre 1976 y 2009, diferenciando los campos de Desgarres (negro), Inverso (rojo) y Extensional (azul).

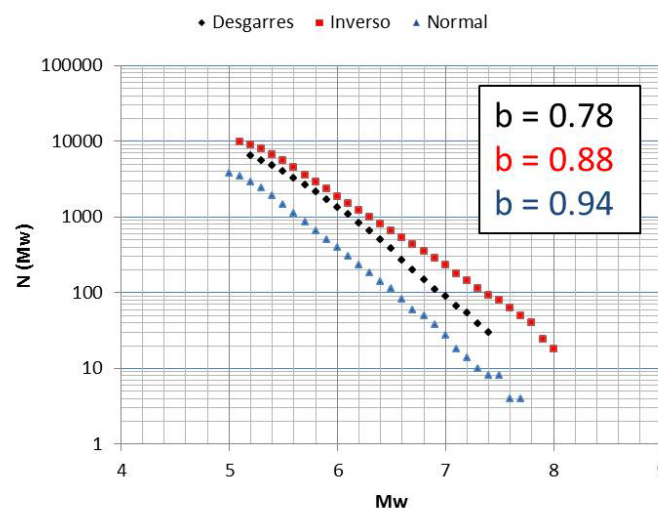


Figura 3.20 Ley de Gutenberg – Richter para el catálogo CMT entre 1976 y 2009, filtrado a 70 km, diferenciando los campos de Desgarres (negro), Inverso (rojo) y Extensional (azul).

En ambos casos la mayor pendiente representa a los mecanismos focales de falla normal. Pensamos que este hecho está relacionado sobre todo con las zonas de dorsal oceánica, que son áreas muy extensas en las que se producen muchos terremotos de magnitud moderada, asociados a una litosfera caliente con menor resistencia friccional, lo que hace que se alcance el límite de

rotura friccional y haya más terremotos de baja-moderada magnitud. En las zonas de subducción es justo al revés, la litosfera oceánica que subduce es fría y rígida, lo que hace se rompan grandes porciones y acumulando mucha energía. Para el catálogo completo, la pendiente más baja es la inversa, es decir hay más terremotos profundos de alta magnitud con componente inversa como se ha visto anteriormente al revisar los datos históricos, tanto el catálogo CMT como para epicentros del USGS (Schorlemmer *et al.*, 2005; Kagan 1999). Pero si analizamos sólo los 70 km más superficiales vemos que los desgarres tienen la menor pendiente (Frohlich y Davis, 1993; Smith, 1981), lo que parece estar asociado al hecho de que las grandes fallas de desgarre necesarias para generar terremotos de magnitud alta están limitadas a la corteza, mientras que se pueden generar terremotos de falla inversa más profundos en las zonas de subducción.

Schorlemmer *et al.* (2005) proponen que debido a que las fallas de tipo inverso suelen estar bajo mayores presiones que las fallas normales, el valor b es un buen indicador de la relación inversamente proporcional de los esfuerzos que se aplican en una dirección determinada (esfuerzos diferenciales).

3.4 Mapa de esfuerzos activos

Como se ha visto en el capítulo 1, el World Stress Map es el organismo que se encarga de recopilar y mantener los esfuerzos *in situ* medidos y catalogarlos con unos criterios de calidad. A partir de estas medidas puntuales Zoback (1992) demostró que las direcciones de máxima compresión horizontal permanecen constantes en la Corteza Superior a lo largo de cientos de kilómetros (entre 20 y 200 veces el espesor medio de la Corteza que es de 20 – 25 km), controladas por fuerzas primarias (empuje de la dorsal, tracción de la placa que subduce, fuerzas colisionales o tracción en la base de la placa) y que éstas son perturbadas regionalmente por fuerzas secundarias, cuya longitud de onda es unas 5-10 veces el espesor de la Corteza. Entre las fuerzas secundarias destacarían las asociadas a procesos de rifting, compensación isostática, deglaciación y flexura de la corteza (Figura 3.21).

El trabajo de Zoback *et al.* (1992) fue el primero de estas características y ha sido actualizado por Heidbach y colaboradores en 2007 y 2010, en el que sugieren que los esfuerzos primarios son dominantes a una distancia superior a 500 km (globales), los secundarios en un rango entre 100 y 500 km (regionales) y además describen los esfuerzos terciarios o locales con una escala espacial de menos de 100 km y que se asocian a terremotos, actividad volcánica o grandes contrastes de densidad. El aumento en la cantidad de datos en determinadas zonas hace que se hagan palpables estas variaciones en regiones tales como Europa occidental (se verá en detalle en el capítulo 6), en Australia y Norteamérica (Figura 3.22 y Figura 3.23). En este mapa

se observa la baja densidad de información a lo largo de algunos límites de placas, lo que hace difícil ver la relación con los empujes generados en los mismos.

En 1995 Coblenz y Richardson publican un mapa en el que se muestran los esfuerzos relacionados con los límites de las placas, y que estos dominan el campo de esfuerzos incluso en zonas donde existe gran dispersión en las medidas puntuales. En aquellas regiones donde el movimiento de las placas es lento, el grado de desviación es menor. Además estos autores destacan que en las regiones continentales dominan el régimen de desgarre y de compresión. Estos autores apenas disponían de datos en zonas oceánicas y por tanto no podían establecer conclusiones en áreas con baja densidad de información.

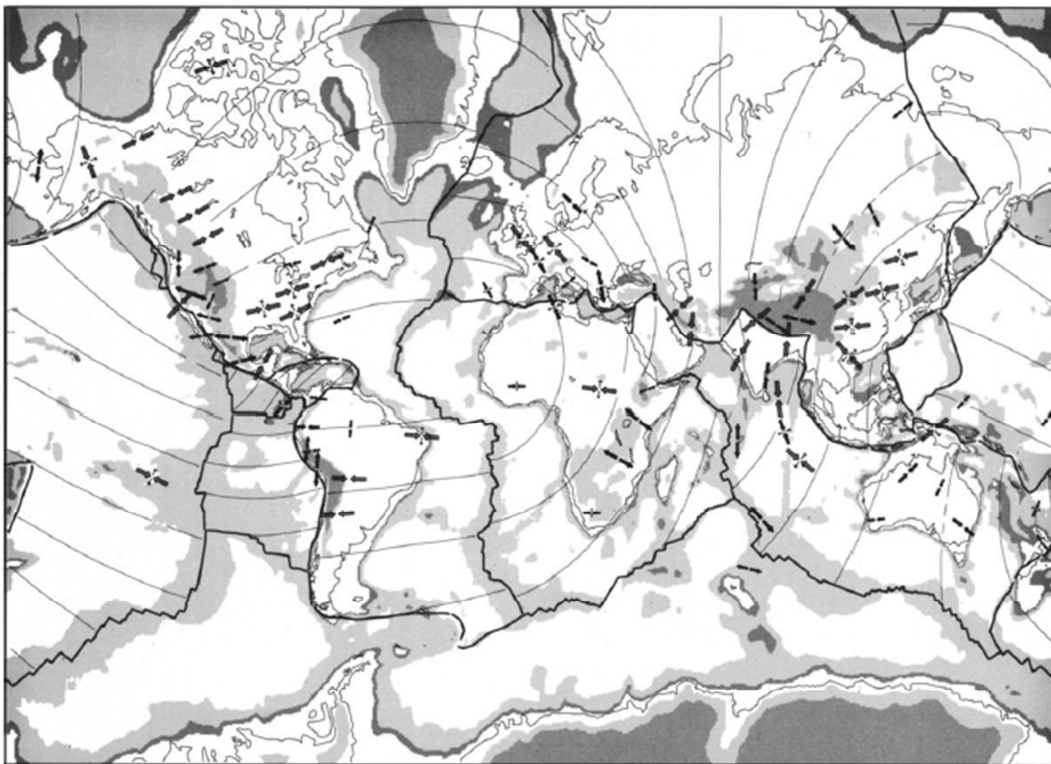


Figura 3.21 Trayectorias de S_{Hmax} calculado por Zoback a partir de las medidas del World Stress Map (Zoback 1992).

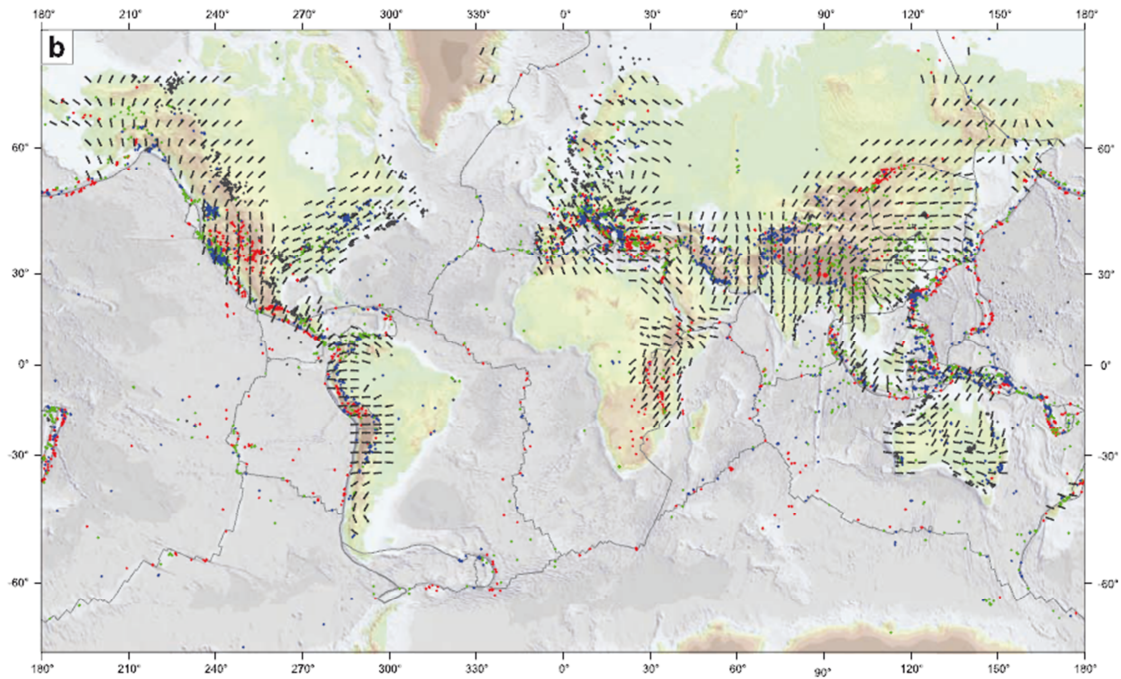


Figura 3.22 Trayectorias de S_{Hmax} calculado por Heidbach et al., (2007) con un radio de búsqueda de 750 km y medidas del WSM. En rojo las medidas extensionales, en azul las compresivas, en verde desgarres y en negro las indeterminadas.

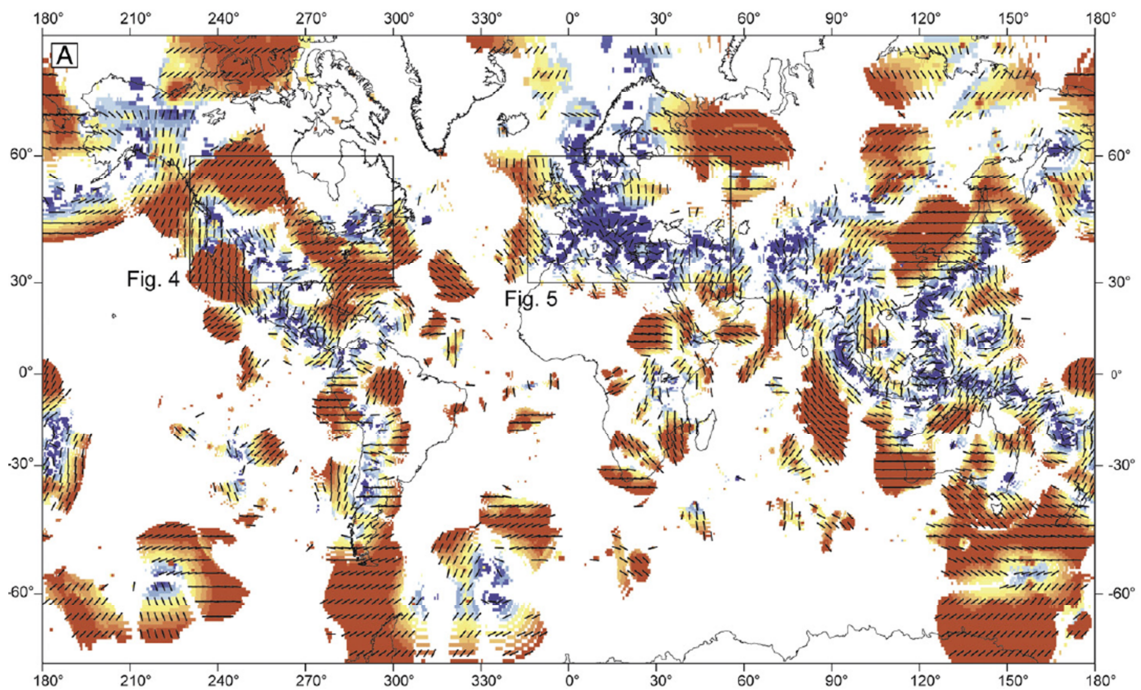


Figura 3.23 Mapa de esfuerzos global en el que se puede observar la orientación del máximo esfuerzo y el radio de búsqueda para la interpolación, según el método desarrollado por Heidbach y colaboradores (2010). Los tonos azules muestran un patrón de esfuerzos regional – local (menos de 400 km) lo que da información sobre esfuerzos de tercer y segundo orden, mientras que los rojos se relacionan con esfuerzos a nivel de placa, es decir esfuerzos de primer o segundo orden. Únicamente se han incluido datos en aquellas zonas donde existen al menos cinco muestras.

Bird y colaboradores (2008) elaboran un modelo global de esfuerzos mediante elementos finitos dividiendo la fuerza que se aplica a cada placa litosférica en: presión litostática, resistencia lateral y resistencia basal. Mediante un proceso iterativo ajustan las propiedades del modelo, asumiendo como condiciones de contorno el flujo térmico, las anomalías de velocidad de las ondas S en el manto, el espesor litosférico, la velocidad de expansión del fondo oceánico, las velocidades relativas de GPS, las medidas puntuales del WSM más el catálogo CMT y los azimuts de polarización de las ondas SKS (ondas transversales transformadas en ondas longitudinales por refracción dentro del núcleo y transformadas nuevamente en onda transversales por refracción desde el núcleo a la superficie de la Tierra). El resultado final es un mapa en el que además del S_{Hmax} se asigna el régimen de esfuerzos (Figura 3.24).

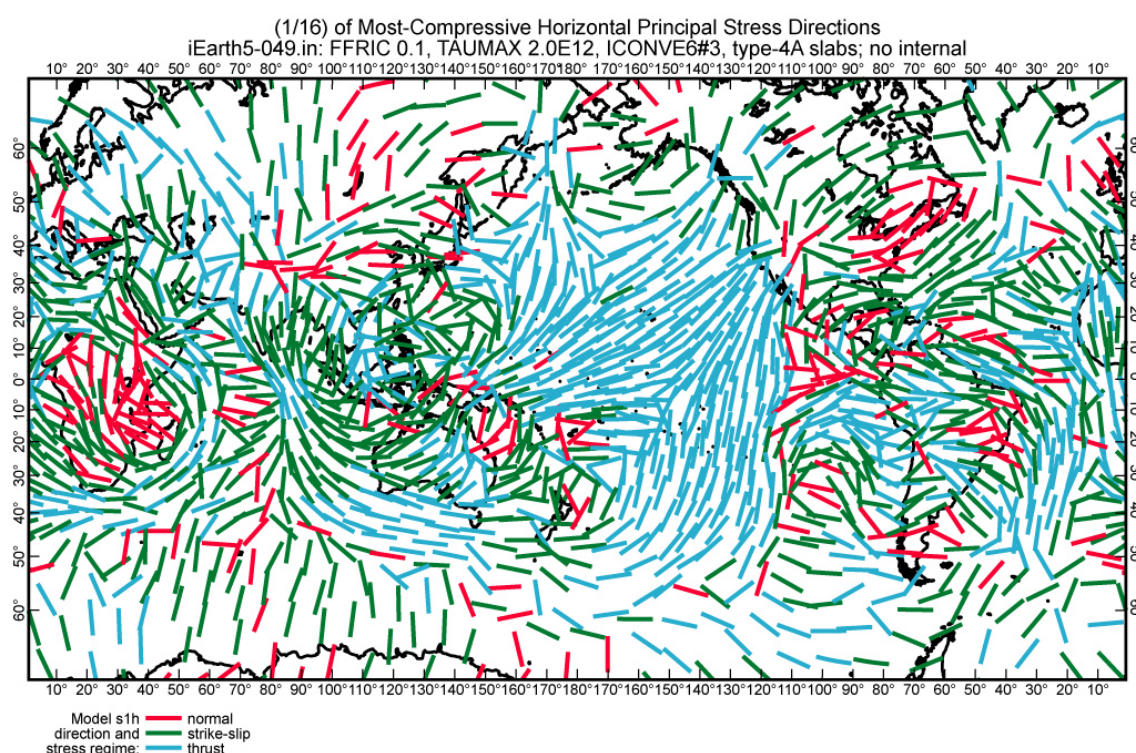


Figura 3.24 Trayectorias predecidas de S_{Hmax} y régimen de esfuerzos según Bird et al. (2008).

Bird (2008) concluye que sólo las placas Pacífica, Nazca, Cocos, Mar de Filipinas y Juan de Fuca son controladas claramente por los esfuerzos originadas en las dorsales y en las zonas de subducción. El resto de las placas parecen estar directamente controladas por la convección el manto que se traduce en fuerzas en la base de dichas placas. Así en la mayoría de las zonas de subducción los esfuerzos en la placa inferior son perpendiculares a la fosa, mientras que en las placas que no tienen ningún límite de tipo subducción el esfuerzo basal de cizalla es paralelo u oblicuo, pero nunca opuesto a la dirección de movimiento absoluto considerando África fija.

En 2011 se publicó el modelo NNR-MORVEL56 (Argus et al. 2011), en el que se calcula la velocidad relativa de las 56 placas del modelo de Bird (2003) con respecto un marco

general en el que no hay rotación de la litosfera (Figura 3.25). Zhen *et al.* (2015) calculan el movimiento absoluto de las mismas placas pero en este caso utilizando las ondas SKS (modelo SKS-MORVEL). Como puede verse (Figura 3.26) los vectores obtenidos son bastante similares en ambos modelos para la mayoría de las placas, aunque existen discrepancias importantes en algunos casos (Placa de Nazca).

Por su parte Kreemer *et al.* (2014) publican un mapa global de deformación superficial determinada a partir de datos de GPS, en el que diferencian zonas en compresión, extensión y desgarre. Estos resultados están muy limitados espacialmente por la presencia de estaciones de medida únicamente en zonas de interés, además de por los largos periodos de registro necesarios para obtener unos resultados fiables. Lo que parece meridianamente claro es que la deformación

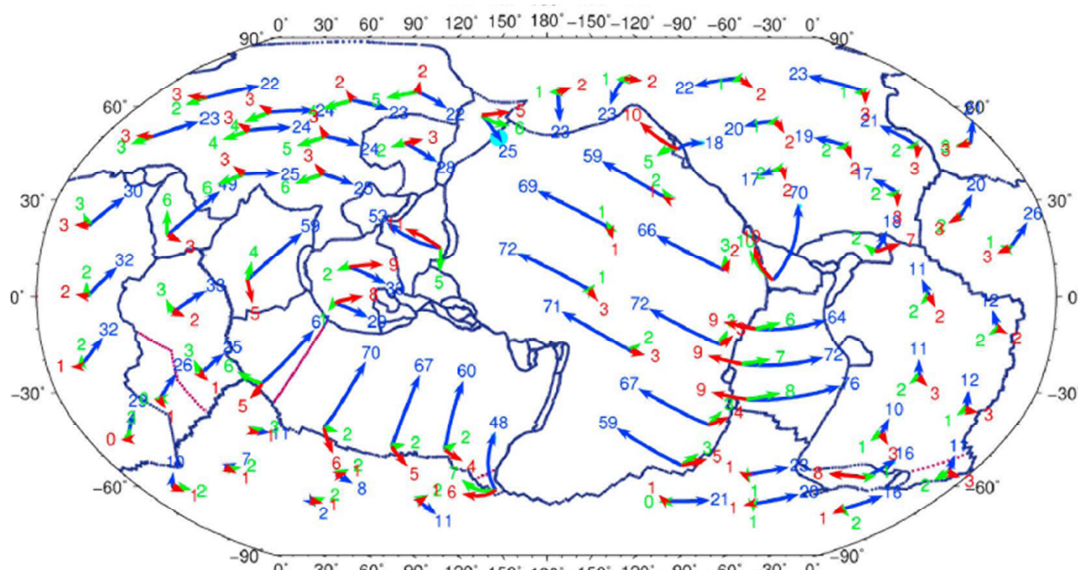


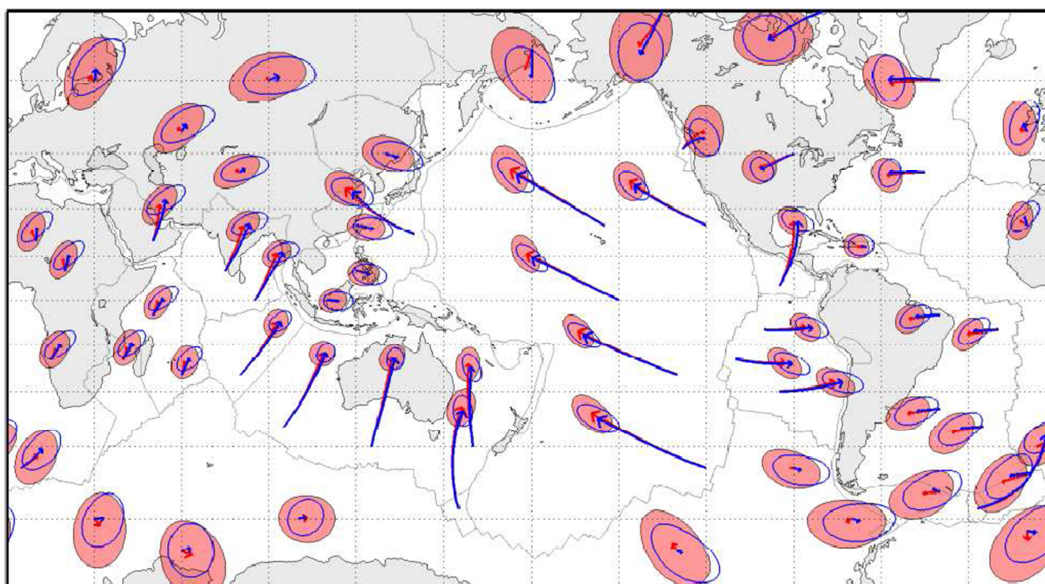
Figura 3.25 Las flechas y números azules representan los velocidades horizontales obtenidos en el modelo NNR-MORVEL56 (Argus et al., 2011). Las flechas y números rojos muestran la diferencia entre este modelo y el NNR-NUVEL1A y las verdes la diferencia con el modelo GSM-NNR-2.

no es homogénea ni en los límites de placas mejor definidos. De este modo se observan variaciones locales, sobre todo en las zonas de subducción, como la del Pacífico Americano o Sumatra, en el que aunque domina la compresión con tonos azules en el mapa, se aprecian zonas en las que predominan los tonos verdes o rojos, relacionados con desgarres y extensionales. Las zonas continentales de deformación intraplaca (por ejemplo la zona de Asia central) muestran toda la variedad posible de regímenes y están condicionadas como cabía esperar por todos los procesos generadores de esfuerzos secundarios y terciarios que se han explicado anteriormente. Por su parte las zonas intraplaca de corteza oceánica son mucho más homogéneas y los esfuerzos se mantienen constantes, al menos en cuanto al régimen, durante cientos de kilómetros. Los dos casos representados en el trabajo de Kreemer y colaboradores (2014) revelan una variación muy

importante: mientras que la zona Centroatlántica muestra una zonación que se puede interpretar como normal, en la que domina la extensión cerca de la dorsal para pasar a ser netamente compresiva en la zona de subducción de las Antillas; en la zona sur de la placa Índica el régimen dominante es la compresión, excepto en las cercanías de la propia dorsal.

3.4.1 Mapa de Dirección de Máximo Acortamiento en la Horizontal (Dey) y de Factor de Forma (k')

Como se ha explicado anteriormente, en este trabajo se han calculado, a partir del Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988) la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey) (Figura 3.9, Figura 3.10 y Figura 3.11) y el valor de factor de Forma (k') (Figura 3.12, Figura 3.13 y Figura 3.14) de los 24.265 mecanismos focales incluidos en el catálogo de Harvard hasta el fin de 2009 con profundidad menor o igual a 70 km. En las Figura 3.28 y Figura 3.29 se muestran la variación continua de cada uno de estos parámetros tras realizar una interpolación con un paso de malla de 3 minutos (ver descripción en el capítulo 2). En las zonas de dorsal se ha tomado la dirección de máxima extensión en la horizontal (Dex) simulando el empuje de la dorsal. Estos mapas permiten analizar el estado de esfuerzos actual en la corteza, de una manera intuitiva y sencilla, además de presentar un carácter continuo y una mayor resolución que en trabajos previos (Zoback 1992; Heidbach *et al.*, 2007 y 2010; Bird *et al.*, 2008). En los siguientes puntos, se describe el régimen de esfuerzos dominante, la orientación del máximo acortamiento horizontal y su relación con la tectónica regional a lo largo de grandes regiones o dominios tectónicos.



*Figura 3.26 Movimiento absoluto de las placas según el modelo SKS-MORVEL. Cada vector muestra el desplazamiento de un punto en el interior de la placa si se mantiene la misma velocidad angular durante 40 millones de años (Zhen *et al.*, 2014).*

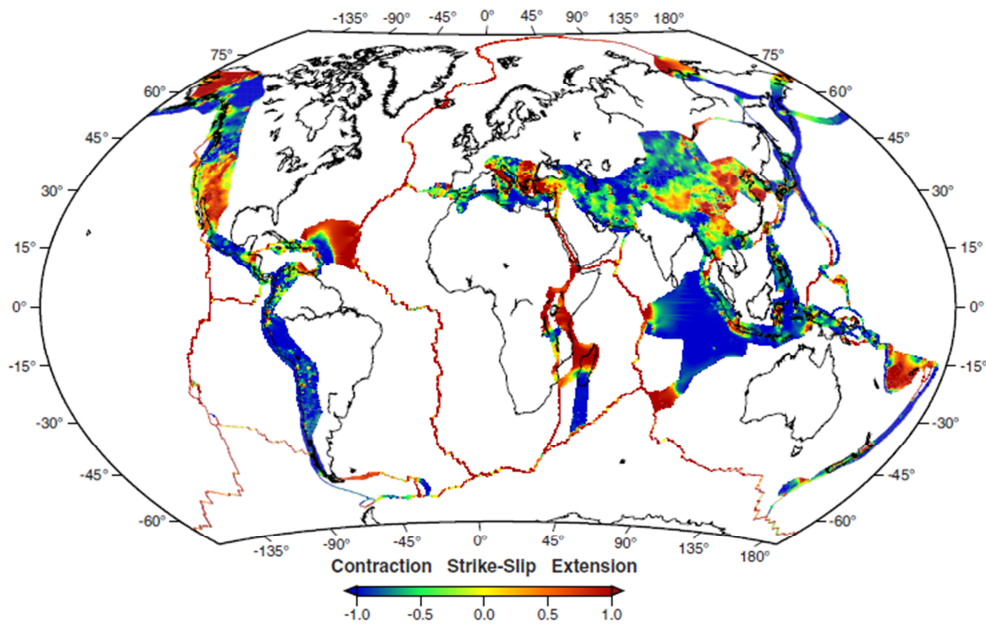


Figura 3.27 Régimen de esfuerzo estimado a partir de las medidas de GPS (Kreemer *et al.*, 2014).

- África

Los mecanismos focales están mayoritariamente localizados a lo largo de la zona de convergencia con la placa europea en el Mediterráneo donde domina la compresión mientras que la zona de expansión del mar Rojo, los tonos azules son mayoritarios y enlazan este máximo extensional con la dorsal Índica hacia el este y con el sistema de Rift Africano hacia el sur. La dirección de acortamiento varía a lo largo del límite septentrional, como han demostrado numerosos estudios, sobre todo en la placa Europea que se analizará más en detalle en un capítulo posterior. En la zona de Marruecos y Argelia, la orientación dominante es NW-SE, que rota a N-S hacia la parte oriental del Mediterráneo, en el arco Helénico.

En el valle del Rift claramente domina la extensión en sus dos ramas aunque se pueden distinguir zonas de desgarre (Delvaux y Barth, 2010), con orientación de máximo acortamiento próximo a N-S en la zona norte y NW-SE al sur del cratón de Tanzania. Este máximo extensional se prolonga a través del canal de Mozambique hacia el este y a través de Sudáfrica hasta la dorsal. Al sur del sistema de rift hay abanicos de orientaciones variadas, lo que parece indicar extensión radial. Zoback *et al.* (1989) concluyen que debido a que la placa africana está rodeada por dorsales y una zona de convergencia, el estado natural de esfuerzos debería ser de compresión, pero este estado se ve alterado por un ascenso del manto, con abombamiento de la litosfera y creación de topografía que provocaría una perturbación regional de tipo extensional.

La parte NO de la placa está controlada por esfuerzos compresivos con orientación E-W, en base a datos puntuales dispersos. Esta orientación también se ha observado en medidas en sondeos en Sudán (Bosworth *et al.*, 1992), se extiende a lo largo de cientos de kilómetros hasta la dorsal Centroatlántica.

- **Placa Australiana**

Esta placa esta limitada por el oeste y por el sur por dorsales que hacen que el regimen de esfuerzos mayoritario sea el de extension, con una orientacion de máximo acortamiento perpendicular a dichos límites, aunque este maximo es mucho más claro en el limite entre la placa Africana y de la Australiana que en el limite con la placa Antártica, que aparece más fragmentada, se alternan máximos extensionales y compresivos.

Los estudios de Cloetingh y Wortel (1985) y de Reynolds (2001) muestran a partir de modelos numéricos y de datos de sondeos que la orientación de máximo acortamiento se dispone en forma de abanico, siendo N-S en la parte norte del continente para pasar a ser E-W en la zona sur, extendiéndose hacia Nueva Zelanda, dominando el regimen compresivo. Los resultados son muy similares a los obtenidos en el presente trabajo, aunque la densidad de datos en el interior del contienente Austrliano es muy baja.

- **Placa de la India**

El norte de la Placa India constituye el límite Sur de la Cadena del Himalaya, con una zona compresiva muy definida en esta parte sur de la cadena, donde parece encontrarse el frente activo de deformación. En esta área los esfuerzos se orientan NNE-SSW perpendiculares a la propia cadena, aunque en el Mar Arábigo se localizan varios eventos extensionales, que perturban localmente el campo de esfuerzos regional. La zona de subducción de Sumatra será estudiada en detalle en el capítulo 6, pero a escala global vemos que en la region de la propia isla de Sumatra prevalece la compresion, mientras que en Borneo parece dominar la extension.

- **Placa Asiática**

En esta región se distingue un máximo extensional en el Plateau Tibetano, con una dirección de máximo acortamiento E-W. Este máximo está relacionado con la flotabilidad debida al engrosamiento cortical (Molnar y Tapponier, 1975).

Hacia el este se disponen corredores de fallas de desgarre, asociados al escape tectónico producido como respuesta a la colisión de la India (Molnar y Tapponier, 1978).

En la parte norte se observa un máximo compresivo que se asocia con la tectónica intraplaca en las regiones de Tien Shan y Hangay. En estas regiones hay muestras de tectónica activa con generación de relieve y la dirección de acortamiento es perpendicular a esta joven cadena de elevada topografía reciente (NNE-SSW).

En la región del lago Baikal en la se observan numerosos mecanismos focales extensionales, por lo que se genera un máximo extensional, con dirección de acortamiento E-W que está asociado al desarrollo de un rift intracontinental (Ten Brink y Taylor, 2002).

- **Norteamérica**

En la zona oeste de la zona continental de Norteamérica dominan los esfuerzos ENE-WSW en un régimen que pasa de compresivo en el norte a desgarre en el sur. En los últimos años se han registrado eventos intraplaca en Nuevo Madrid, Arkansas y Virginia que Mazzotti (2007) relaciona con la deglaciación del norte del continente y el empuje de la dorsal Centroatlántica.

En la región del Basin and Range los esfuerzos reflejan una extensión triaxial probablemente asociado al adelgazamiento de la corteza y ascenso del manto por el colapso de la cadena Laramide.

A lo largo de las Montañas Rocosas la dirección de acortamiento se mantiene constante NE-SW, pero no así el régimen de esfuerzos en el que se observa alternancia de zonas compresivas y extensionales. Estas variaciones en el régimen se pueden relacionar con la superposición de procesos como la flotabilidad y la partición de la deformación asociada al límite de placas Pacífico – Norteamérica (Zoback, 1992 y referencias allí citadas).

- **Sudamérica**

En la zona de subducción de los Andes prevalece una orientación de acortamiento E-W. Destaca la presencia de dos bandas longitudinales a la cadena, con una en zona régimen compresivo en la zona más próxima a la fosa, mientras que hacia el este se desarrolla una banda extensional, que está relacionada con el mayor relieve y la flotabilidad como en las cadenas orogénicas que se han mencionado anteriormente.

En la región oeste del continente, donde se localiza el cratón sudamericano, domina el régimen compresivo, estando los esfuerzos dominados por el empuje de la dorsal, manteniéndose una orientación estable E-W desde la dorsal, a lo largo de cientos de kilómetros.

En el límite septentrional con la placa Caribe, los esfuerzos calculados muestran una la dirección de acortamiento principal E-W, con un carácter claramente compresivo

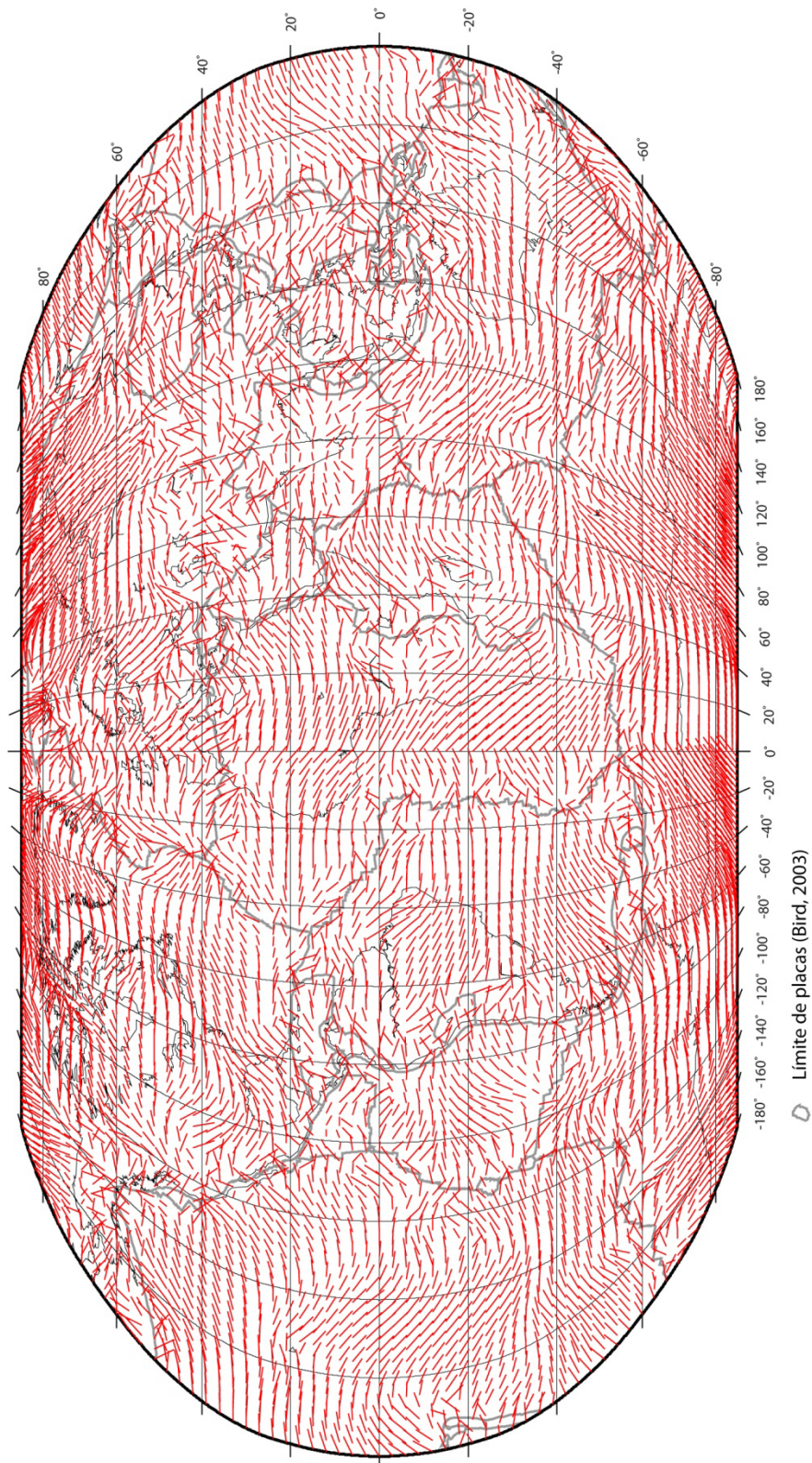


Figura 3.28 Mapa continuo de máximo acortamiento a partir de los valores de Dey obtenidos del Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983 y De Vicente, 1988), excepto en el caso de los mecanismos focales extensionales en las dorsales, donde se ha utilizado la dirección de extensión (Dex) simulando el efecto de empuje de la propia dorsal.

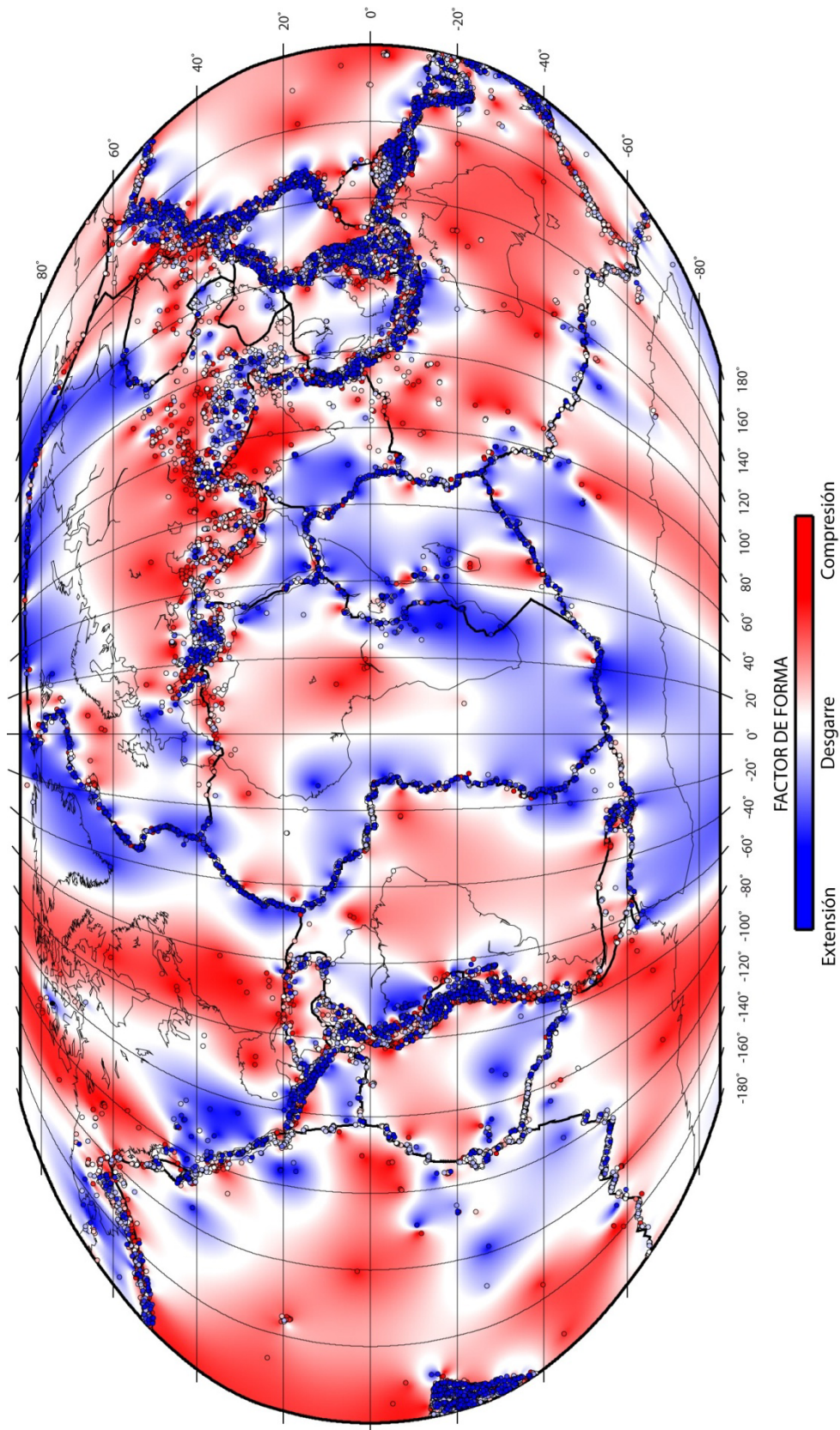


Figura 3.29 Mapa de Factor de Forma (k') calculado a partir de los datos del catálogo de Harvard (1976-2009), centrado en el meridiano 0°. Los puntos representan los valores puntuales de k' .

3.5 Conclusiones

En este capítulo se ha hecho un análisis global del catálogo de Harvard en el periodo comprendido entre 1976 y 2009.

En la primera parte se ha desarrollado un análisis mediante el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988) de los más de 30.000 mecanismos focales. Los resultados obtenidos muestran que la Compresión Uniaxial es el régimen más representado (34%) seguido por los Desgarres (18%) mostrando los demás campos un reparto más homogéneo. Estos resultados se han comparado con la clasificación propuesta por Álvarez-Gómez (2009), que utiliza una aproximación distinta, a partir de los ejes principales del tensor momento sísmico. Aunque los diferentes regímenes muestran una representación muy similar, los porcentajes no coinciden, probablemente por los diferentes límites impuestos en ambas clasificaciones. Al analizar en detalle la distribución del número de eventos en el gráfico que enfrenta el buzamiento y el cabeceo de cada plano, se aprecian agrupamientos en los estados más puros, con un valor de cabeceo próximo a 90° ($\pm 180^\circ$ en la notación de los mecanismos focales, previa a la transformación) en el caso de las fallas normales o inversas.

Se ha calculado el parámetro b de la Ley de Gutenberg-Richter para el catálogo completo, resultando que todos los regímenes presentan un valor próximo a 1, obteniéndose el valor más alto para los mecanismos extensionales y el más bajo para los compresivos, es decir en el catálogo los mecanismos de mayor magnitud son inversos. Este hecho implica una mayor liberación de energía elástica en forma de terremotos de magnitud menor en zonas extensionales, por lo que la peligrosidad sísmica es menor en dichas áreas. Al hacer el mismo análisis sólo para terremotos con profundidad menor de 70 kilómetros, se aprecia que los valores de b están por debajo de 1, lo que demuestra que la mayoría de terremotos de magnitud elevada se originan en el manto litosférico.

El Modelo de Deslizamiento (De Vicente 1988) calcula la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (D_{ey}) y la relación entre la deformación en la vertical y en la horizontal o factor de forma (k') para cada terremoto. Esto permite, mediante la interpolación de los datos puntuales establecer variaciones continuas en orientaciones y regímenes de esfuerzos, mejorando la resolución y extensión de los datos de los trabajos previos. No obstante la mayor fiabilidad de estos mapas se localiza en aquellas áreas con mayor densidad de información.

Entre los aspectos más relevantes del análisis de estos mapas, se puede establecer que:

- Existe consistencia en los datos obtenidos con los que se han publicado anteriormente, aunque se observan diferencias más o menos importantes, pero que a su vez existen entre los distintos modelos ya que se han obtenido utilizando diferentes aproximaciones.
- Las trayectorias de máximo acortamiento y el factor de forma (k') son consistentes a lo largo de grandes regiones, lo que permite establecer provincias de estado de esfuerzos (Zoback, 1992).
- Las regiones intraplaca suelen estar asociadas a compresión y desgarre, principalmente en aquellas en las que el espesor de la corteza es superior a 40 km.
- Se aprecia extensión en las zonas donde la topografía se ha creado recientemente: Plateau Tibetano, Andes, Rift. Este puede estar generado por ascensión del manto o por la colisión de dos placas.
- En el caso de la corteza oceánica no se aprecia una relación directa entre el espesor de la misma y el régimen de esfuerzos. La Placa Pacífica aparece mayoritariamente en compresión, debido a eventos dispersos en su interior, que están relacionados a zonas donde el manto es más somero.
- A esta escala de observación, no se parecía una relación clara entre la velocidad de expansión del fondo oceánico y el régimen de esfuerzos. Estudios recientes muestran que las zonas de expansión lenta se están moviendo de forma menos ortogonal a la dorsal que las de expansión rápida (Richard Gordon, en preparación).
- Los esfuerzos primarios, originados en los límites de las placas, son los que condicionan de manera más importante el estado tensorial, con variaciones regionales y locales, que sólo son visibles con la metodología propuesta cuando existen terremotos de $M_w \geq 5.5$. En los capítulos posteriores se incluyen eventos de menor magnitud en la plataforma Europea y en la Placa Ibérica, que permiten una resolución mayor en el análisis. Sin embargo existen otras zonas donde este registro es muy pobre, como en la Placa Caribe o en el Mar de Sunda y se hace imprescindible incluir los datos de pozo para calcular el estado de esfuerzos actual.

CAPÍTULO 4

MAPA DE ESFUERZOS ACTIVOS EN EUROPA

Este capítulo recoge los resultados publicados en Tectonophysics con el título *European continuous active tectonic strain-stress map* (Olaiz *et al.*, 2009). Este trabajo muestra como un nuevo mapa continuo de esfuerzo de la región Occidental de la Placa Europea, generado a partir de mecanismos focales calculados mediante el tensor de momento sísmico (Diezowski *et al.*, 1982). Se han utilizado 1.608 mecanismos focales seleccionados de distintos catálogos: Centroid Moment Tensor – Harvard, Escuela Politécnica de Zurich (ETH), Mediterranean Very Broadband Seismographic Network project del Instituto de Geofísica y Vulcanología Italiano (MedNet), Insitituo Geográfico Nacional de España (IGN) y el Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), en el periodo comprendido entre 1973 y julio de 2007. Los valores de máximo esfuerzo horizontal y el régimen de esfuerzos determinado por k' (relación entre los esfuerzos horizontal y vertical) han sido calculados siguiendo el Modelo de Deslizamiento propuesto por Reches (1983) y Capote y colaboradores (1991). Los resultados puntuales de máximo esfuerzo en la horizontal y factor de forma (k') han sido interpolados considerando la relación entre los esfuerzos horizontales de carácter tectónico y la carga vertical. Ambos mapas muestran una buena correlación con los esfuerzos primarios originados en los bordes de las placas, la cinemática de la placa e incluso muestran perturbaciones locales relacionadas con heterogeneidades corticales y topográficas (Gölke y Coblentz, 1996), así como con variaciones laterales de la resistencia integrada de la corteza (Tesauro *et al.*, 2007).

Los movimientos relativos entre Iberia, Eurasia, África y Norteamérica han condicionado la evolución tectónica de sus límites, así como la configuración de los esfuerzos y deformaciones en la zona de estudio a lo largo del tiempo. La configuración actual de la corteza en esta región es el resultado de varias fases de deformación superpuestas desde el Paleozoico hasta la actualidad que van modificando el Cratón Proterozoico Europeo. Después de la orogenia Caledónica, la orogenia Varisca cambió la configuración de la corteza debido a la subducción y al proceso de rifting trasarco. A continuación hubo un ciclo tectonomagmático que desestabilizó nuevamente la corteza. La estabilización de la misma se vio interrumpida por el desarrollo del Atlántico Norte y el Tethys durante el Mesozoico. Finalmente en el ciclo Alpino los esfuerzos compresivos controlan la inversión de las cuencas, haciendo que la corteza se

engrose, a la vez que desarrollan nuevos sistemas de rift como los del Rhin. (Ziegler y Dezes, 2006). La Figura 4.1 muestra las principales estructuras geológicas presentes en el área de estudio.

Los principales eventos tectónicos se pueden explicar a partir de las reconstrucciones cinemáticas realizadas por Srivastava *et al.* (1994) y Roest y Srivastava (1991) desde el Cretácico hasta el Oligoceno superior, y por Mazzoli y Herman (1994) desde este periodo hasta la actualidad.

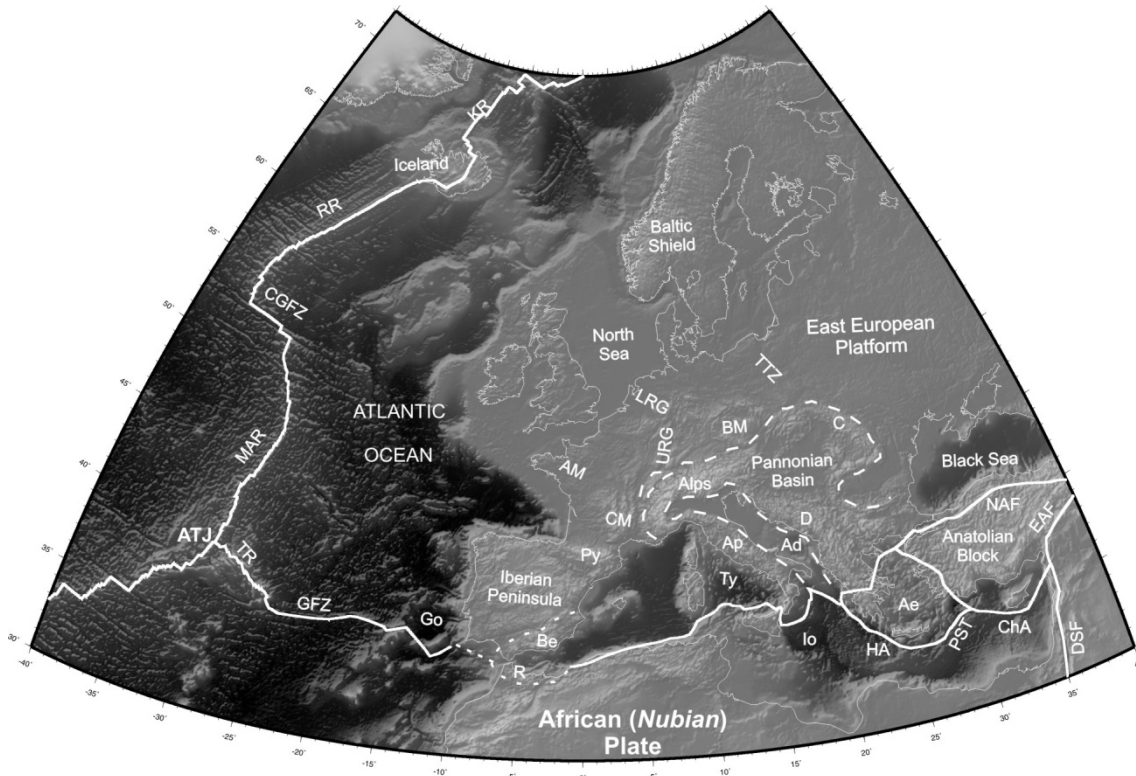


Figura 4.1 Mapa tectónico simplificado que incluye los límites de la Placa Europea (línea continua) superimpuestos a la topografía extraída del modelo ETTPO2. Las líneas discontinuas indican los límites de microrplacas. Abreviaturas: CGFZ, Zona de Fractura de Charlie-Gibbs; MAR, Dorsal Medio-Atlántica; ATJ, Punto Triple de Azores; TR, Dorsal de Terceira; GFZ, Zona de Falla de Gloria; Go, Banco de Gorringe; Be, Béticas; R, Rift; Py, Pirineos; AM, Macizo Armoricano; CM, Macizo Central; URG y LRG, Alto y Bajo Graben del Rhin; BM, Macizo de Bohemia; TTTZ, Zona de Teisseyre-Tornquist; C, Cárpatos; D, Dinárides; Ad, Mar Adriático; Ap, Apeninos; Ty, Mar Tirreno; Io, Mar Jónico; HA, Arco Helénico; Ae, Mar Egeo; ChA, Arco de Chipre; PST, fosa de Plinio y Estrabón; DSF, Falla del Mar Muerto; NAF y EAF, Fallas de Norte y Este de Anatolia.

4.1 Antecedentes

Durante las últimas dos décadas se han llevado a cabo numerosos estudios para determinar el campo de esfuerzos activos en la región Occidental de la Placa Europea. El World

Stress Map Project muestra unos resultados uniformes en orientación y magnitud en la región (Muller *et al.*, 1992). Estos autores dividen la región en tres grandes zonas en función de la orientación de S_{Hmax} y del régimen tectónico: Europa Occidental, con una dirección constante NO-SE; Escandinavia donde la orientación principal es OSO-ENE, aunque con mucha más variabilidad en los resultados; y la región del mar Egeo y la Península de Anatolia, donde se documenta compresión E-O.

Tomando como base los datos puntuales ofrecidos por el WSM, Rebaï *et al.*, (1992) realizan una zonificación de acuerdo a los distintos regímenes tectónicos observados, así como un mapa de orientación de S_{Hmax} , la interpolación de éstos muestra una orientación principal constante en la plataforma europea (Figura 4.2).

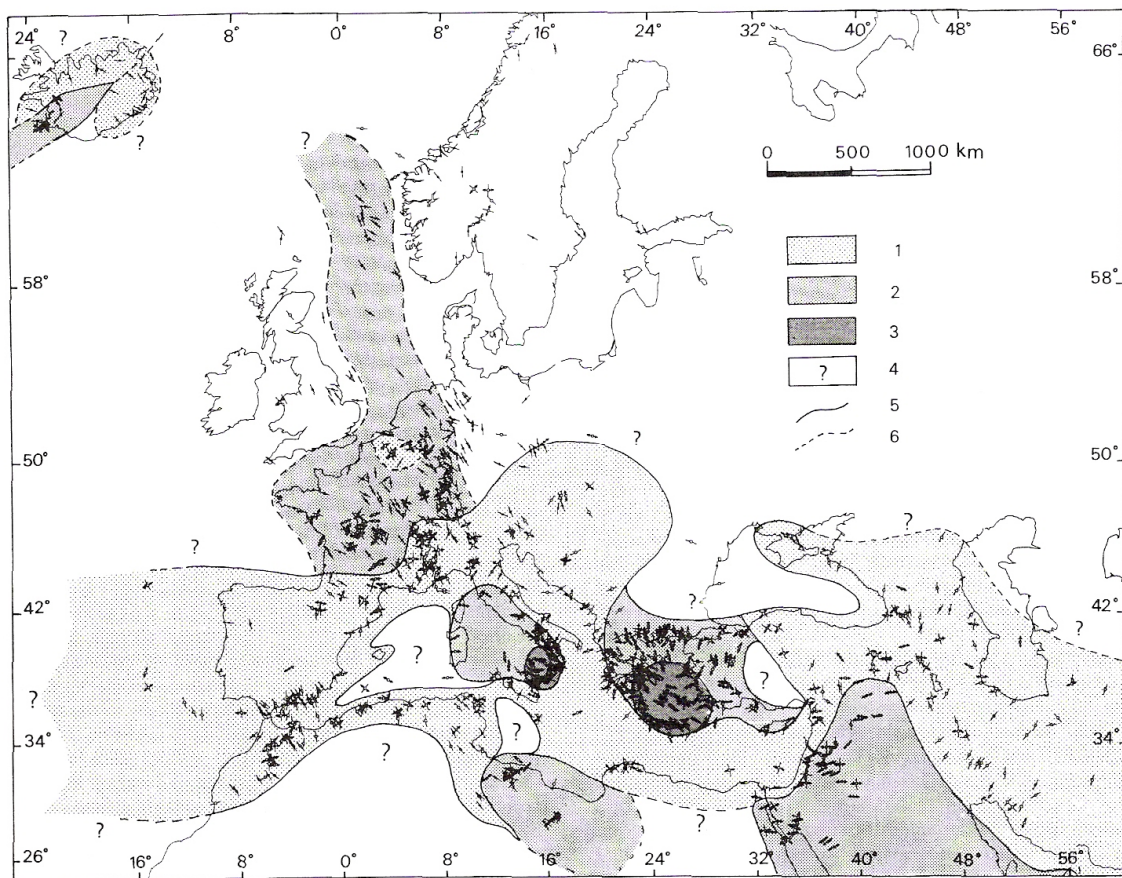


Figura 4.2 Localización de las zonas definidas en el Mediterráneo y áreas limítrofes, de acuerdo al régimen tectónico. 1. compresión-transpresión; 2. extensión-transtensión; 3. extensión radial; 4. régimen indeterminado; 5. límite bien definido; 6. límite con dudas (tomado de Rebaï *et al.*, 1992).

Numerosos estudios numéricos desarrollados por diversos autores (Cloetingh y Wortel, 1985, 1986; Wortel y Cloetingh, 1981, 1983, 1986, etc.) han demostrado que el patrón primario del campo de esfuerzos a escala global está claramente relacionado con las fuerzas conductoras. Las evidencias se encuentran en el hecho de que los esfuerzos intraplaca son principalmente

compresivos, así como en la existencia de dominios de esfuerzos uniformes que alcanzan varios miles de kilómetros (Norteamérica y Europa Occidental). Así, Grünthal y Stromeyer (1992) usan el método de los elementos finitos para determinar la orientación de S_{Hmax} en Centroeuropa, teniendo en cuenta el empuje de la dorsal y la compresión en el mediterráneo, además de introducir bloques con distinta rigidez para intentar explicar las variaciones locales.

Los primeros resultados que muestran la variación de S_{Hmax} en la región que nos ocupa, incluyendo la corteza oceánica son los presentados por Gölke y Coblenz (1996), introduciendo además el concepto de esfuerzo inducido por variaciones de la densidad, primordial en los márgenes continentales, en zonas de corteza engrosada y en las dorsales, donde se complementa con el empuje propio del ascenso de la astenosfera. El esfuerzo inducido por variaciones laterales de la litosfera es mayor cuanto mayor sea el contraste de densidad y paralelo al gradiente. Estos autores realizan modelos variando las condiciones de contorno (Figura 4.3), mediante los cuales establecen que el empuje de la dorsal y las fuerzas colisionales generan el campo de esfuerzos primario, que las fuerzas originadas por contraste de densidad son importantes en zonas intraplaca y que los esfuerzos relacionados con topografías elevadas, generan zonas extensionales $10^{\circ} \times 10^{\circ}$.

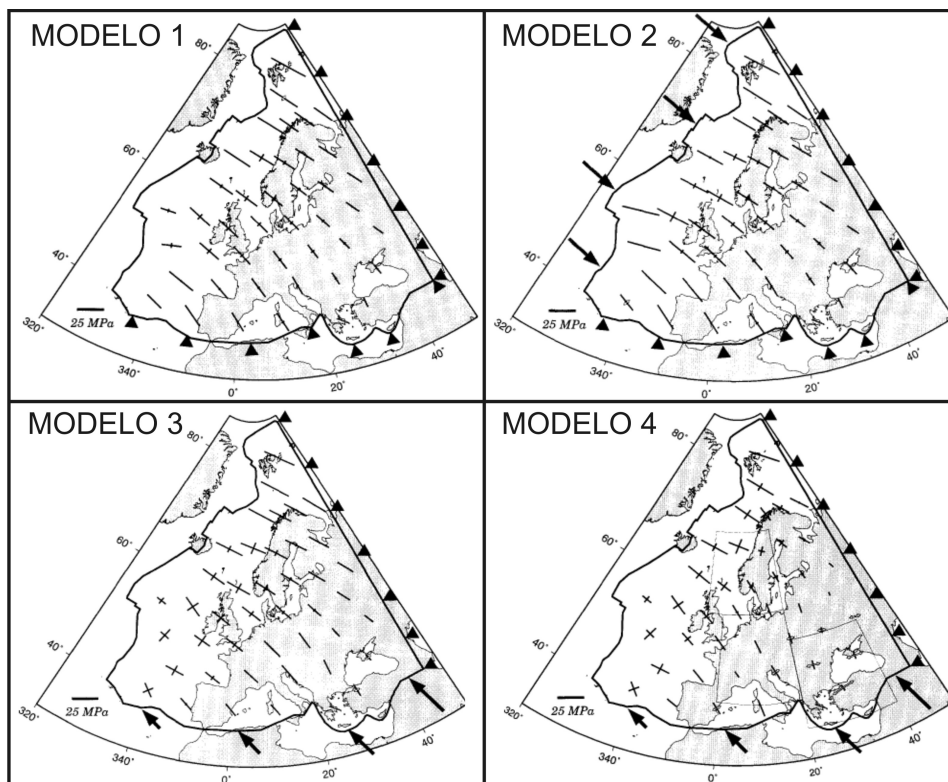


Figura 4.3 Modelos numéricos de Gölke y Coblenz (1996) para un espesor de 100 Km y reología elástica. Modelo 1: límites colisionales fijos y esfuerzo lineal en la dorsal. Modelo 2: esfuerzo distribuido en la dorsal y límites colisionales fijos. Modelo 3: esfuerzo distribuido en la dorsal, límite oriental fijo y fuerzas colisionales en el Mediterráneo. Modelo 4: fuerzas relacionadas con topografía y colisionales.

4.2 Bases de datos de Mecanismos focales

Para el estudio de esfuerzos activos se han utilizado distintos indicadores, como se ha visto en el capítulo 1. La dirección de deslizamiento, a lo largo del plano de falla durante un terremoto, responde a las condiciones de esfuerzo en la localización de la fuente. Por lo tanto, los mecanismos focales de terremotos son una fuente de información única sobre el estado de esfuerzos de la corteza. Diversos estudios basados en mecanismos focales calculados mediante las primeras llegadas de las ondas P (polaridades) (Herraiz *et al.*, 2000). Con la densificación de la red de sismógrafos de banda ancha en los últimos años, la inversión del tensor del momento sísmico se ha hecho sistemática y existen distintos catálogos a escala regional (Pondrelli *et al.*, 2002, 2004; Braunmiller *et al.*, 2002; Stich *et al.*, 2003; Rueda and Mezcua, 2005).

Para la realización de este trabajo se ha realizado una recopilación de los datos de mecanismos focales disponibles en bases de datos públicas y que han sido calculados mediante el método del tensor momento sísmico (Dziewonski *et al.*, 1981). Así el catálogo de Harvard (<http://www.globalcmt.org/>) (Dziewonski *et al.*, 1981) recoge mecanismos focales recalculados desde el año 1976 a escala planetaria a partir de magnitudes (mb) mayores de 5.0. Este catálogo aporta datos principalmente en el norte de Argelia y en el Atlántico, donde se localizan los terremotos de mayor magnitud. Por su parte el Servicio Sismológico Suizo (E.T.H) (http://www.seismo.ethz.ch/prod/tensors/tensors/index_EN) ha recalculado los registros desde el año 1994, disminuyendo considerablemente el umbral de detectabilidad ($M_w > 2.9$) (Braunmiller *et al.*, 2002). El Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (I.N.G.V) (www.ingv.it/seismoglo/RCMT/) que recopila datos del área mediterránea desde el año 1997 ($M_w > 4.0$), aunque sólo están recalculados hasta el 2002 (Pondrelli *et al.*, 2002; Pondrelli *et al.*, 2004).

En España dos instituciones realizan esta labor, por un lado el Instituto Andaluz de Geofísica (I.A.G) ha recalculado los registros de eventos de magnitud elevada desde el año 1983 (Stich *et al.*, 2003, 2006) y en la actualidad su catálogo está compuesto por mecanismos focales con $mb > 3.5$, principalmente en la región Íbero-Magrebí. Por otro lado el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) (www.ign.es/ign/es/IGN/BBDD_sismicos_CATMS.jsp) ha implementado el cálculo automático del tensor momento sísmico lo que permite obtener los datos de mecanismos focales de forma casi inmediata ($M_w > 3.3$) (Rueda y Mezcua, 2005).

La base de datos contiene 2.201 mecanismos focales hasta el 23 de Abril de 2006 (Tabla 4.1).

	Región	Inicio Catálogo	Magnitud mínima	Número de eventos	Porcentaje
CMTHarvard	Planeta	1976	$m_b > 5.0$	696	31.65
E.T.H.	Europa	1994	$M_w > 2.9$	793	36.06
I.N.G.V.	Mediterráneo	1997	$M_w > 4.0$	485	22.06
I.A.G.	Iberia-N África	1983	$m_b > 3.5$	144	6.55
I.G.N.	Iberia-N África	2002	$M_w > 3.9$	83	3.68
Total				2201	100

Tabla 4.1 Mecanismos focales que componen cada catálogo que ha sido utilizado en este estudio.

En este trabajo se han recopilado los mecanismos focales de todos estos catálogos para esta región. Muchos de los eventos son registrados por más de una institución, para seleccionar la mejor solución utilizamos la desviación respecto de doble par de fuerzas (non-double couple, CLVD) del tensor como criterio de calidad (Dziewonski y Woodhouse, 1983), tomando en consideración la cobertura de las estaciones que registran el evento. De esta forma la base de datos definitiva pasa a 1680 mecanismos (Tabla 4.2).

	Número de eventos	Porcentaje
CMTHarvard	588	36.57
E.T.H.	573	35.63
I.N.G.V.	310	19.28
I.A.G.	126	7.84
I.G.N.	13	0.68
Total	1610	100

Tabla 4.2 Mecanismos focales que componen la base de datos después de ser filtrados según el valor de DC y con profundidad focal menor o igual a 70 km.

Se observa como la mayor disminución la sufren los datos aportados por el catálogo del E.T.H., esto se debe a que cubre una superficie muy amplia con terremotos de pequeña magnitud, utilizando para la inversión un modelo de corteza estandarizado, lo que hace que la desviación respecto el doble par de fuerzas sea elevada. Algo similar ocurre con el catálogo de Harvard, pero el descenso es menor porque durante un periodo de tiempo de casi 30 años ha sido el único catálogo disponible. Los datos aportados por el Instituto Andaluz de Geofísica sufren pocas variaciones porque principalmente se localizan en el Mar de Alborán y este organismo usa un modelo de corteza específico para dicha zona, como podemos ver al comparar los parámetros de los mecanismos calculados fuera de esta zona (Muelas del Pan y Sarria). El mayor recorte lo sufre el catálogo del Instituto Geográfico Nacional, debido a que el cálculo es automático, pero la desviación respecto el doble par de esfuerzos es baja para los mecanismos que están en la Península Ibérica (por ejemplo el terremoto de Extremadura, Enero 2006).

Dado que el objetivo es caracterizar los esfuerzos corticales en este trabajo no se va a contar con los mecanismos cuya profundidad focal sea mayor de 70 km., eliminado así los mecanismos focales asociados a los procesos de subducción, localizados principalmente en la zona convergente de Sicilia y en el arco Helénico, así como en el nido de Vrancea y en el Mar de Alborán (Figura 4.4).

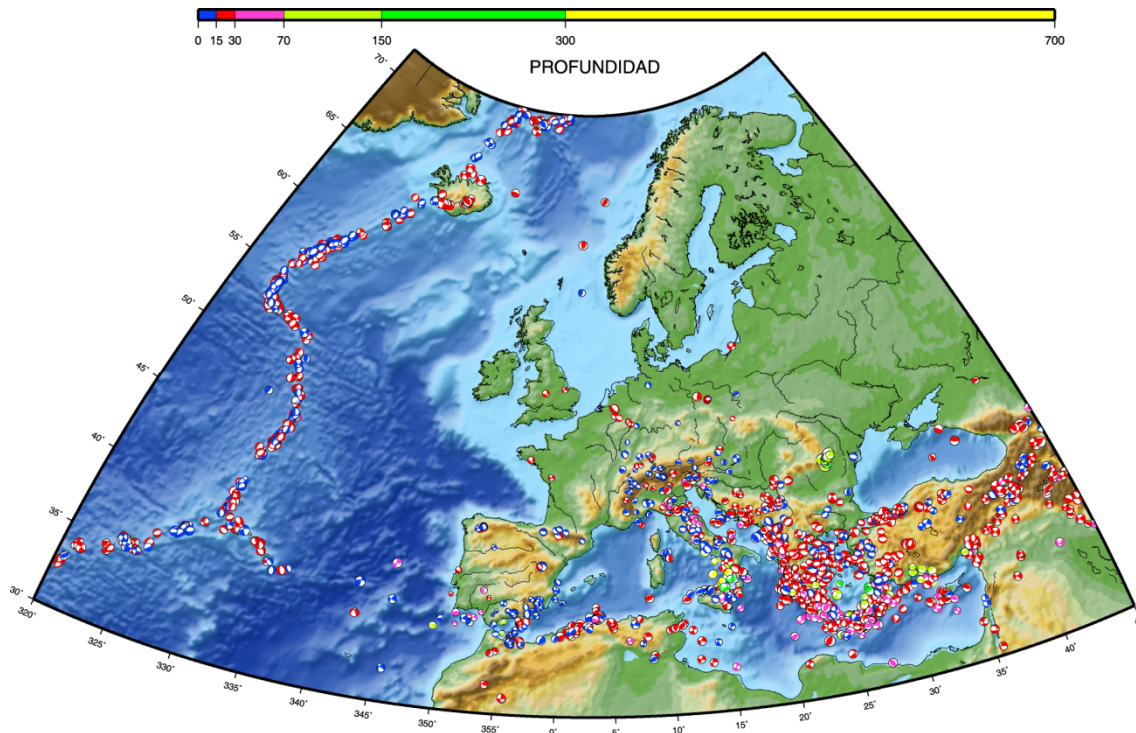


Figura 4.4 Mecanismos focales que forman la base de datos. El color en los cuadrantes compresivos se representa en función de la profundidad.

4.3 Metodología

En capítulos anteriores se ha explicado como el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983 y De Vicente, 1988) asume paralelismo entre los ejes de máxima deformación frágil y los esfuerzos principales, además uno de dichos ejes se orienta próximo a la vertical. Así mismo, calcula la relación entre el máximo acortamiento en la horizontal y el acortamiento vertical, el denominado factor de forma del elipsoide (k') y la orientación del máximo acortamiento en la horizontal, para cada mecanismo focal (Dey).

Los valores de k' oscilan entre $+\infty$ (compresión radial) y $-\infty$ (extensión radial), y se han normalizado, con los algoritmos detallados en el capítulo 2. Debido a la dispersión geográfica de los datos de k' , estos han sido filtrados un valor medio para bloques de 10 minutos, lo que evita que las cortas longitudes de onda introduzcan ruido en la interpolación. Posteriormente estos

valores medios son interpolados mediante el método de kriging y un variograma lineal. Finalmente esta malla es remuestreada con un espaciado de dos grados.

En el caso del mapa de máxima compresión en la horizontal (Dey), se utilizan los valores obtenidos desde el Modelo de deslizamiento, excepto en el caso de los mecanismos focales extensionales correspondientes a las dorsales oceánicas, donde el valor que ha sido interpolado es Dex (máxima extensión en la horizontal), interpretando ésta como la orientación del empuje de la dorsal. Para cada valor, se han calculado las componentes X e Y. Al igual de en el caso de k' , se ha calculado el valor medio de bloques de 10 minutos y se ha remuestreado la malla a 2 minutos. Los vectores finales han sido mapeados con una orientación y longitud acorde a ambos componentes (Wessel y Smith, 1991).

Finalmente, estos mapas han sido superpuestos a otra información geológica, como la geometría de las placas y su cinemática, la topografía y la resistencia de la litosfera, para discutir los resultados de una forma integrada.

4.4 Distribución espacial según el Modelo de Deslizamiento.

Debido a la metodología usada, la resolución del mapa permite analizar la distribución del régimen de esfuerzos y su orientación a escala de placa tectónica. Para ello, se va a describir inicialmente la distribución de los distintos regímenes de esfuerzos, para posteriormente describir las variaciones del régimen de esfuerzos y de la orientación de S_{Hmax} a lo largo de los límites occidental y meridional de la placa y por último en la región caracterizada por esfuerzos intraplaca.

La Tabla 4.3 muestra el número de eventos que se corresponde con los distintos regímenes de esfuerzos propuestos por el Modelo de Deslizamiento y su distribución espacial en la Figura 4.5 (Olaiz *et al.*, 2006).

Régimen de Esfuerzos	Número de eventos	Porcentaje
Extensión uniaxial	496	31
Normal direccional	244	15
Direccional normal	218	14
Desgarres	178	11
Direccional-inverso	114	7
Inverso-direccional	133	8
Compresión uniax.	225	14

Tabla 4.3 Número de eventos según el Modelo de deslizamiento.

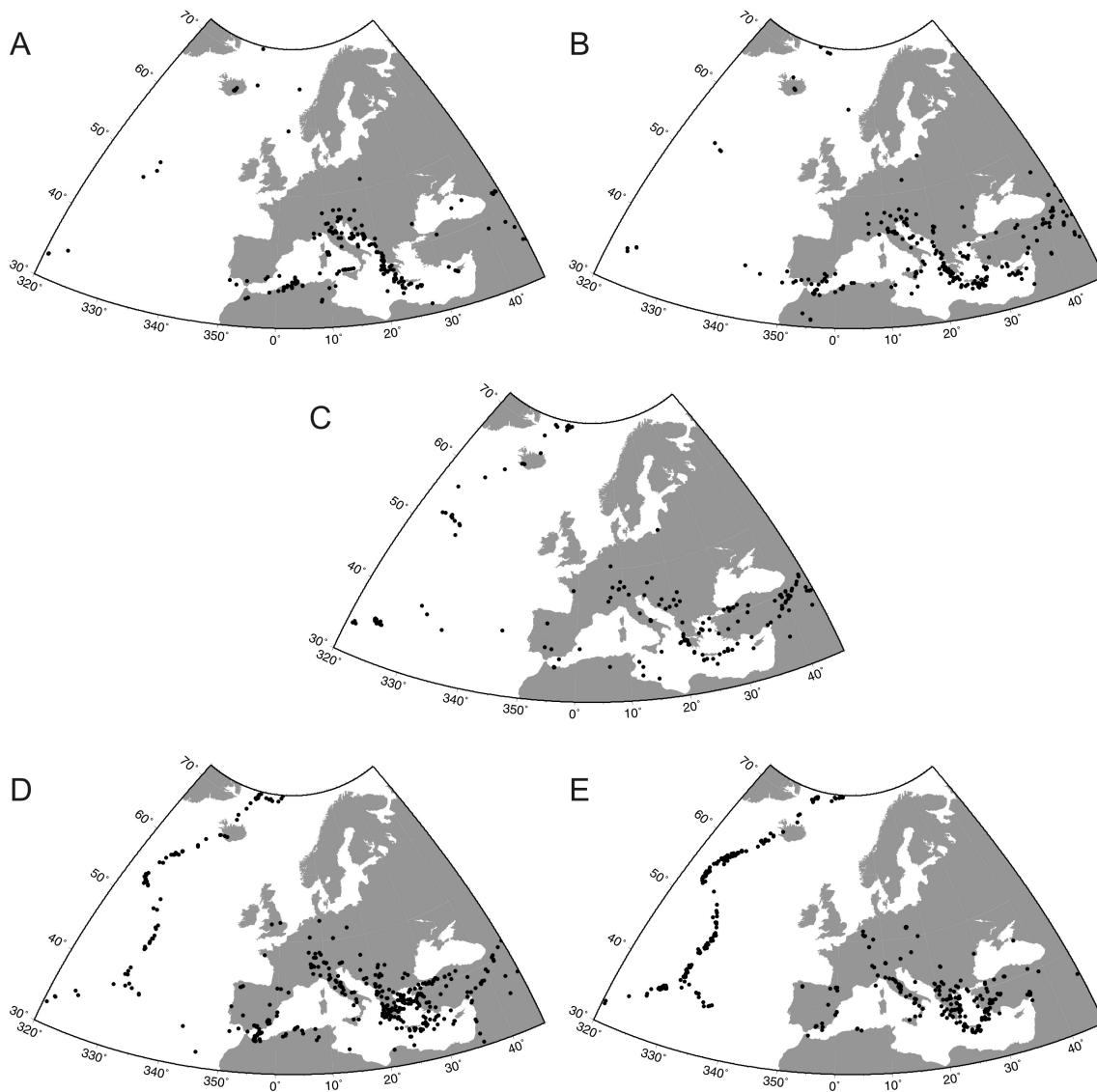


Figura 4.5 Distribución geográfica de los mecanismos focales utilizados para la realización del mapa de estado de esfuerzos actuales en función del régimen de esfuerzos. A) Compresión Uniaxial; B) Direccional-Inverso; C) Desgarre; D) Direccional-Normal y E) Extensión Uniaxial. Olaiz et al. (2006).

- **Régimen de Compresión Uniaxial**

Las soluciones de este régimen se localizan principalmente en tres zonas correspondientes a: el área mediterránea (desde la costa argelina, Sicilia y el mar Tirreno, la costa Adriática desde el golfo de Venecia hasta el Arco Helénico y Chipre); el núcleo del Cáucaso; la costa atlántica de la Península Escandinava (Müller *et al.*, 1992). Es reseñable además la presencia de este tipo de soluciones en la dorsal Atlántica y en particular en el sector central de Islandia (Glaciar Vatnajökull), donde parecen estar relacionados con las erupciones volcánicas más intensas (Nettles y Ekström, 1998). En el sur de la Península Ibérica también aparece alguna solución de este tipo (Figura 4.5.A).

- **Régimen Inverso Direccional**

Este régimen se distribuye desde el SO de la Península Ibérica por la Cadena Bética y el Rif hasta la frontera argelino-marroquí. Estos mecanismos también se distribuyen por la Península Italiana (desde Sicilia rodeando el mar Jónico hasta la fosa de Creta). En la fosa griega aparecen desplazados hacia el este respecto las soluciones de tipo compresión uniaxial. Además destaca su existencia, de una forma más dispersa, a lo largo del sistema de fallas de Anatolia y en el Cáucaso. Por último también aparecen en las fallas transformantes Oceanographer, Charlie-Gibbs y Jan Mayen (Figura 4.5.B).

- **Régimen de Desgarre**

Estas soluciones se acumulan en las zonas de fractura de Hayes, Oceanographer, Charlie-Gibbs y Jan Mayen, así como en la zona sísmica del sur de Islandia y en las zonas de fractura más pequeñas que segmentan la dorsal de Reyjkanes. También aparecen en el Mediterráneo, en el nudo de Alhucemas y la costa Tunecina. Es destacable el gran número de este tipo de mecanismos en Turquía (zona del Bósforo), y en la falla del Este de Anatolia. Se distingue otra concentración a lo largo de la zona de enlace entre el Arco Helénico y el Arco Chipriota (sistema de fallas de Plinio y Estrabón). En zonas intraplaca, aparecen los eventos de la Península Ibérica (Extremadura y Zamora) y los del Macizo Armórico, así como los eventos correspondientes a la costa báltica y la Falla de Borgoña (Figura 4.5.C).

- **Régimen de Direccional-Normal**

Estas soluciones se concentran a lo largo de las dorsales de Kolbeinsey, Reyjkanes y Medio-Atlántica, hasta el punto triple de Azores. En Iberia existen muchos mecanismos de este tipo en Alborán y las Béticas, así como en la Cordillera Ibérica, los Pirineos y Galicia. Hacia el E este régimen es mayoritario en los Apeninos y en el sector central de los Alpes. Otras concentraciones se producen a lo largo del perímetro del mar Egeo, en la prolongación de la falla del Norte de Anatolia y en el SE de Turquía (falla de Ecemis y falla del Este de Anatolia). Destacan dentro de este grupo los sistemas de Rifts Cenozoicos que atraviesan Centro-Europa y los únicos dos mecanismos presentes en Inglaterra (Figura 4.5.E).

- **Régimen de Extensión-Uniaxial**

Las soluciones extensionales son mayoritarias en toda la Dorsal Medioatlántica, incluyendo el segmento de Azores (donde también existen soluciones de tipo normal direccional). En la Península Ibérica destacan las soluciones correspondientes a los Pirineos y a Galicia, y en menor medida a las Béticas. En Italia, al igual que en el Mar Egeo, se distribuyen

de manera similar a las soluciones de tipo direccional-normal. Lejos de los límites de la placa, este tipo de soluciones aparece en los graben, principalmente en el del Bajo Rhin, con especial interés durante la crisis sísmica del año 2002, así como en el nido sísmico de Polonia (Figura 4.5.D).

4.4.1 Distribución espacial de las direcciones de máximo acortamiento en la horizontal

El mapa de orientaciones de S_{Hmax} (Figura 4.6) es congruente con las principales estructuras tectónicas en la zona de estudio, así como con los estudios publicados previamente (Zoback, 1992; Müller *et al.*, 1992). A lo largo de la Dorsal Medioatlántica (MAR) la orientación de S_{Hmax} es principalmente perpendicular al eje de la propia dorsal, excepto en las fallas transformantes como Oceanographer, Charlie-Gibbs y Jan Majen, donde puede alcanzar hasta los 45° de oblicuidad respecto a la dorsal. En la zona de la dorsal comprendida entre Charlie-Gibbs e Islandia la dorsal muestra un empuje oblicuo de entre 75° y 80° respecto a la topografía. En Islandia (zona de Vatnajökull) hay importantes perturbaciones que se relacionan con terremotos asociados a erupciones volcánicas (Nettles y Elkström, 1998). Desde el Punto Triple de Azores hacia el oeste los esfuerzos giran de E-W a WNW, lo que sugiere que la Falla de Gloria, rama oeste del punto triple, es una estructura extensional que no genera empuje de dorsal.

Desde este punto hasta el norte de Argelia el mapa muestra una ligera rotación de las direcciones de acortamiento: de WNW hacia N-S, con algunas variaciones locales en el sur de la microplaca Ibérica, probablemente asociado con el emplazamiento hacia el oeste del sistema Bético-Rifeño (De Vicente *et al.*, 2008). Más hacia el oeste un abanico de direcciones de acortamiento orlan el sistema Apulia-Adria, desde el norte de Túnez, Cerdeña y Córcega (NW-SE), a lo largo de la costa este del Mar Adriático (NE-SW). Finalmente el Arco Helénico está representado por un abanico compresivo. Los sistemas de fallas en dirección del Mar Muerto y Anatolia se caracterizan por un acortamiento NE-SW y NW-SE respectivamente, compatible con la cinemática general (Kiratzi, 2002 y Hofstetter *et al.*, 2007).

En el interior de la placa Europea, los esfuerzos son predominantemente E-W en el Océano Atlántico cerca de la dorsal, lo que confirma el hecho de que la litosfera oceánica es un simple transmisor de los esfuerzos, como sugieren los altos valores de resistencia integrada (Tesauro *et al.*, 2007 y Stüwe, 2007). En general, el esfuerzo horizontal rota de E-W cerca de la dorsal a NW en el continente. Esta tendencia fue observada por Müller y colaboradores (1992). Las mayores variaciones se producen en los Pirineos (los esfuerzos rotan y pasan a ser E-W, probablemente asociado con la presencia de un antiguo límite de placas entre Iberia y Europa) y en un punto neutral en el que convergen los esfuerzos generados en el sureste de la Cuenca de Panonia.

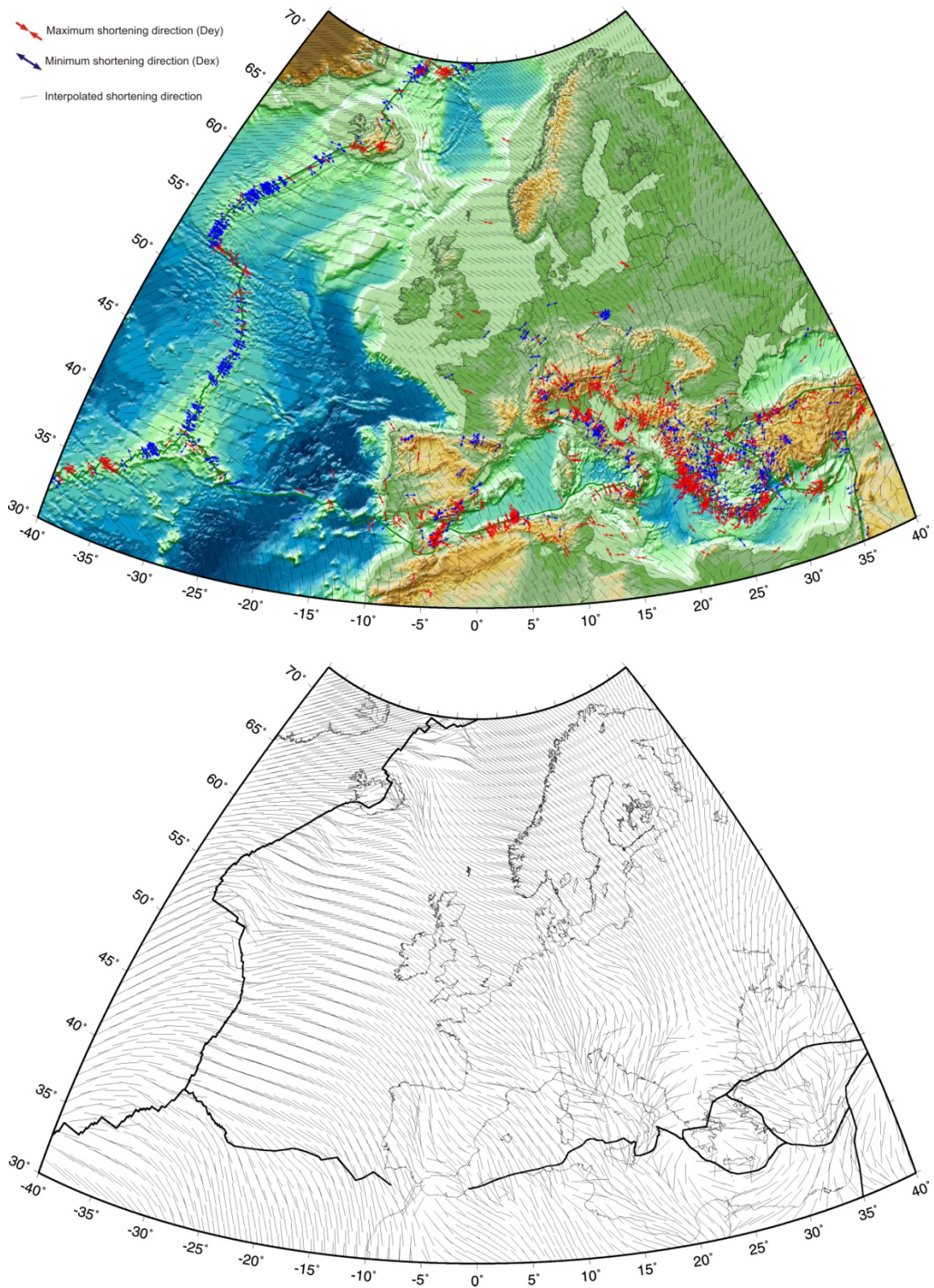


Figura 4.6 Mapa continuo de máximo acortamiento horizontal de la placa Europea a partir de los valores de Dey obtenidos del Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983 y De Vicente, 1988), excepto en el caso de los mecanismos focales extensionales en las dorsales, donde se ha utilizado la dirección de extensión (Dex) simulando el efecto de empuje de la propia dorsal. En la parte inferior la longitud del vector depende de la homogeneidad de los datos, lo que hace posible definir puntos neutros de deformación.

4.4.2 Distribución espacial del régimen de esfuerzos

La distribución del régimen de esfuerzos es compleja pero presenta una muy buena correlación con las estructuras geológicas y la topografía (Figura 4.7).

Los esfuerzo extensionales dominan la Dorsal Medioatlántica, excepto en las Fallas Transformantes, como son Oceanographer, Charlie-Gibbs y Jan Mayen, además de en Islandia, donde domina el régimen transpresivo.

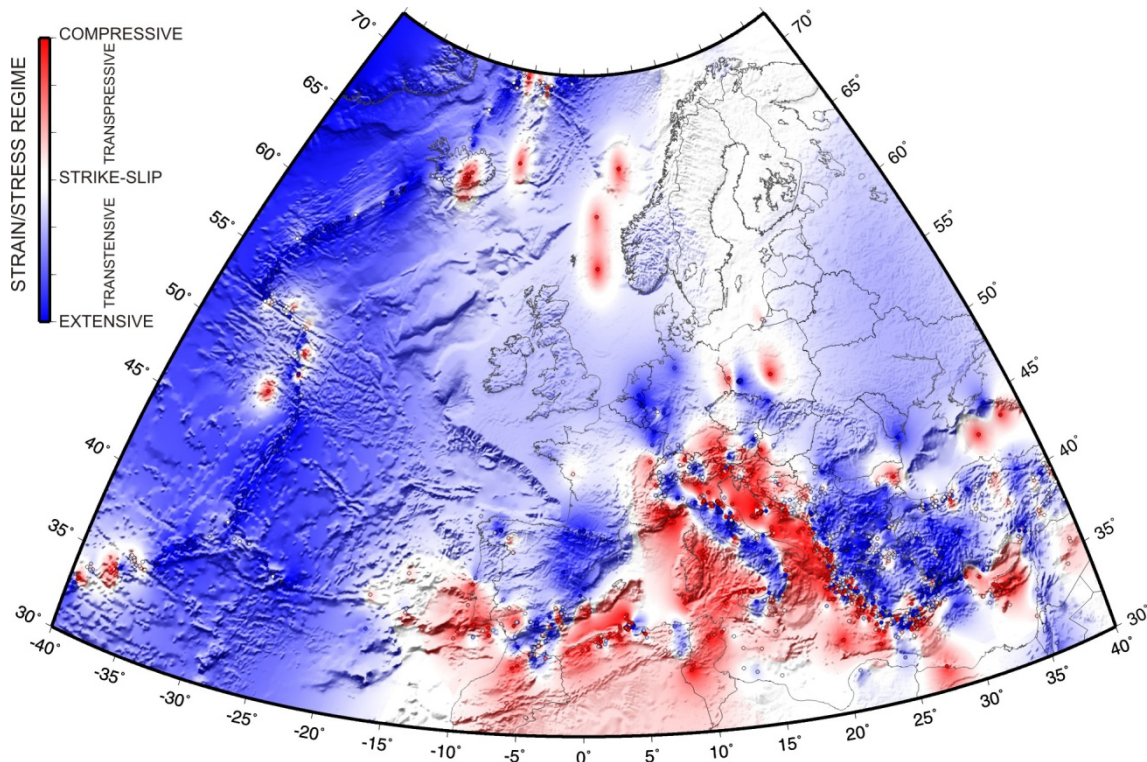


Figura 4.7 Mapa continuo de esfuerzo-deformación de la región occidental de la Placa Europea sobre la topografía. Los valores puntuales de k' han sido calculados mediante el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983, De Vicente 1988), y fueron filtrados e interpolados cada 10°.

Al este del Punto Triple de Azores domina la extensión a lo largo de la Falla de Gloria, hasta el cabalgamiento de corteza oceánica del Banco de Gorringe (Vázquez y Vegas, 2000), donde pasa a dominar el régimen compresivo. Este punto marca el comienzo del límite convergente a lo largo del contacto entre Eurasia y África en el sur de Europa. Éste queda definido por una amplia zona de geometría compleja, que continúa hasta el norte de Túnez, siguiendo por Cerdeña y Córcega, pasando a la costa Adriática, Arco Helénico y Chipre. Esta banda de deformación muestra una alta actividad sísmica, donde domina la compresión, aunque aparezcan zonas extensionales dispersas. La geometría compleja y su indentación hacia el norte (Dinárides y Apeninos) parecen indicar la presencia de una microplaca adriática.

Las zonas extensionales aparece en el cinturón del Sur de Europa en el área de las Béticas y el Rif, NE de Argelia, Apeninos y Chipre. Estas zonas son frecuentes en áreas colisionales, donde hay deformación distribuida, aunque también pueden ser interpretadas como sistemas de transferencia transtensional desarrollados en el interior del frente de deformación Alpino.

Existen dos zonas extensionales de gran tamaño dentro del cinturón compresivo del S de Europa asociada a procesos diferentes: Apeninos y Grecia-Mar Egeo. En los Apeninos, la zona extensional se sitúa a lo largo de la zona central de la cadena, rodeada por amplias zonas en compresión a lo largo del Mar Tirreno y del Adriático. Este hecho parece sugerir una compensación de la topografía elevada de la cadena. Por el contrario en el mar Egeo la extensión puede estar asociada a procesos tras arco del sistema de subducción del S de Grecia y Creta.

En el interior de la Placa Europea domina el régimen transtensivo, con zonas bien definidas extensionales o compresivas. Dentro del primer tipo destacan los Pirineos y el Bajo Rhin. En la primera los esfuerzos son normales a la cadena, lo que parece indicar que la actividad sísmica está asociada a la compensación isotática de la topografía (De Vicente *et al.*, 2008). La extensión del Bajo Rhin está relacionada con el sistema de grabens cenozoicos ampliamente documentado por ejemplo por Ziegler (1992).

Las zonas compresivas intraplaca están localizadas en el Cáucaso y el oeste de Fennoescandia (Müller *et al.*, 1992) y representan zonas con valores altos de resistencia integrada de la corteza (Tesauro *et al.*, 2007) (Figura 4.7). En Fennoescandia, esta compresión se puede relacionar con la influencia del empuje de la dorsal, con la fuerza generada por cambio de densidades entre la corteza oceánica y la continental y/o con la concentración de esfuerzos horizontales a lo largo de la flexión de la litosfera (Stein *et al.*, 1989; Cloetingh *et al.*, 1990).

Otras zonas intraplaca que presentan un régimen de esfuerzos de tipo desgarre se sitúan en zonas con corteza continental resistente (Tesauro *et al.*, 2007) como son el Macizo Armoricano francés y el basamento Varisco en el W de Iberia. Estas áreas resistentes permiten almacenar una mayor cantidad de deformación elástica que se traduce en deformación compresiva y por tanto en un régimen de desgarre.

Las principales zonas de desgarre en Europa presentan un carácter transtensivo en la prolongación de la falla N de Anatolia, en el sureste de Turquía (falla de Ececi y falla del E de Anatolia) y el sistema de fallas del Mar Muerto. Por otro lado, sistemas de desgarre con un componente compresivo están presentes en el sector este de la Falla del Norte de Anatolia, el límite este de Chipre así como en la zona de Teisseyre-Tornquist y la zona de sutura Trans-Europea (Jarosinski, 2005).

4.5 Discusión y conclusiones

La distribución de esfuerzos/deformación, a partir de mecanismos focales calculados mediante el tensor de momento sísmico (Dziewonski *et al.*, 1982) permite el análisis de la orientación del acortamiento-estiramiento horizontal así como del régimen de deformación asociado a los distintos contextos tectónicos así como a las principales heterogeneidades geológicas.

La metodología propuesta (Reches, 1983 y De Vicente, 1988) permite calcular los valores de Dey (dirección de acortamiento horizontal) y k' (régimen de deformación) para cada mecanismo focal de forma individual, lo que complementa y permite elaborar mapas de esfuerzo/deformación horizontal más realistas que utilizando las direcciones de eje P. Las diferencias entre las trayectorias calculadas mediante el Modelo de Deslizamiento (Dey) y eje P (por ejemplo Heidebach *et al.*, 2007) son de hasta 90 grados, especialmente en zonas intraplaca, como Pirineos o en los Alpes Occidentales. El mapa de Dey refleja un patrón a gran escala, perpendicular a los límites de placas de primer orden: Dorsal Medioatlántica y la convergencia entre las placas Europea y Africana, con perturbaciones asociadas a las zonas de fractura mayores (Oceanographer, Chalie-Gibbs y Jan Mayen). En las zonas intraplaca también se observan perturbaciones locales que no están relacionadas con las fuerzas aplicadas en los bordes de la placa. El origen de estos esfuerzos puede estar conectado a distintos condicionantes geológicos: discontinuidades mecánicas (Falla del Norte de Anatolia, Falla del Mar Muerto, Graben del Rhin), a cargas topográficas (Pirineos, Apeninos y Alpes) o a la geometría compleja de bloques o microplacas (microplaca Adriática, Bloque de Anatolia) (Figura 4.8).

Esta metodología hace posible estudiar el régimen de esfuerzos de una forma continua. Este tipo de representación puede ser usada como marco regional para análisis de esfuerzos más detallados o sobre estructuras menores. Otro punto importante es que, como se verá en los siguientes capítulos, este flujo de trabajo es muy útil a la hora de seleccionar poblaciones de mecanismos focales dentro de zonas tectónicamente homogéneas, donde se pueden llevar a cabo análisis usando las distintas metodologías basadas en la ecuación de Bott (Bott, 1959; Reches *et al.*, 1992; Angelier, 1990; de Vicente *et al.*, 2008).

Los regímenes de esfuerzo/deformación presentan una distribución muy compleja. Generalmente, sobre todo lejos de los límites primarios de placas, el régimen de esfuerzos dominante es el de desgarre, con tendencia hacia la extensión uniaxial, incluyendo la región de corteza oceánica. Por ejemplo, los trabajos de Mazabraud *et al.* (2005) y Baptie (2009) muestran como en el oeste de Francia, en las regiones de Bretaña y Normadía, y en las Islas Británicas, que muestran una orientación de los esfuerzos y un régimen consistente con los resultados obtenidos en este trabajo. Sin olvidar que este régimen se ve alterado por procesos extensionales

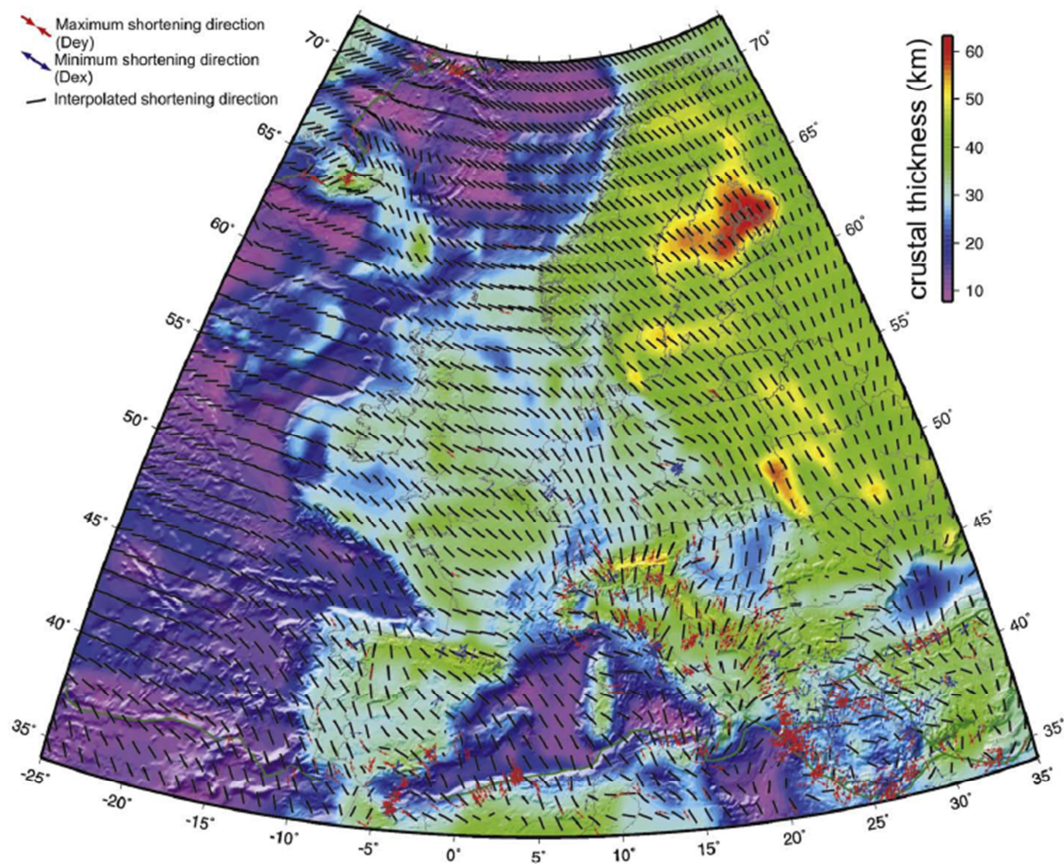


Figura 4.8 Vectores de máximo acortamiento en la horizontal (Dey) sobreimpuestos sobre la topografía y sobre el espesor de la corteza calculado mediante perfiles sísmicos y funciones receptoras (EuCRUST-07, Tesauro et al., 2008).

relacionados a procesos de rift, donde el Dey es paralelo a las estructuras, como en el Graben del Rhin. Además estos resultados se ven apoyados por estudios específicos (Hormuth *et al.*, 2014). La tendencia regional también se altera por fenómenos de compensación isostasia local de la topografía en las áreas montañosas inactivas, como los Pirineos.

La relación entre el esfuerzo/deformación y reología de la corteza no es siempre directa. Una primera aproximación refleja que las zonas compresivas están relacionadas con valores altos de resistencia integrada, como el escudo Báltico; mientras que las zonas extensionales los valores de resistencia integrada son más bajos (Rhin, Pirineos). Al mismo tiempo, las áreas próximas a los límites primarios de placas, la transición entre acortamiento y estiramiento, la deformación es perpendicular a los contornos de la resistencia, como por ejemplo en el oeste de la Placa Ibérica. Este hecho puede deberse a que existen unos valores altos de esfuerzos en aquellas regiones donde ambas placas están fuertemente acopladas mecánicamente.

CAPÍTULO 5

ESFUERZOS ACTIVOS EN LA PLACA IBÉRICA

Este capítulo desarrolla los resultados del artículo, publicado en la revista *Tectonics*, *Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications* (De Vicente *et al.*, 2008). En este artículo se estudia como la Placa Ibérica es afectada por la deformación asociada a la colisión entre Europa y África. El trabajo ha tomado como base los mecanismos focales, calculados mediante el tensor de momento sísmico, calculando a partir de éstos el tensor de esfuerzos activos (Reches *et al.*, 1992). Como se describe a continuación, estos tensores han sido obtenidos a partir de poblaciones homogéneas de datos, usando con este fin el Mapas de Factor de Forma (Olaiz *et al.*, 2006). El grupo de Tectonofísica Aplicada de la Universidad Complutense de Madrid se encarga de mantener actualizado el Mapa de Esfuerzos Activos de la Península Ibérica, incluyendo los mecanismos focales localizados dentro del área de estudio (<https://www.ucm.es/tectonofisica-aplicada/mapa-de-esfuerzos-activos-de-la-peninsula-iberica>) (Muñoz-Martín *et al.*, 2012).

5.1 Marco tectónico

La Península Ibérica se encuentra en un límite convergente de placas. Esta convergencia es lenta, con una tasa de entre 3 y 6 milímetros al año (De Mets *et al.*, 1990; Calais *et al.*, 2003; McClusky *et al.*, 2003; Serpelloni *et al.*, 2008). La zona de fractura de Azores – Gibraltar se corresponde con el límite occidental de la Placa Ibérica desde el Mioceno Inferior (crom 6c, 24 Millones de años), cuando la Placa se adosó a Eurasia (Srivastava *et al.*, 1990). Durante el Cenozoico, la paleogeografía y la evolución tectónica de la Placa Ibérica está relacionada con la Orogenia Alpina y al cierre del Tethys (Savostín *et al.*, 1986; Ziegler, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Andeweg, 2002; Jabaloy *et al.*, 2002).

Los movimientos relativos entre Iberia, Eurasia y África han condicionado la evolución tectónica de sus límites, así como la transmisión de esfuerzos intraplaca y las deformaciones que ha experimentado el Antepaís Ibérico. Los eventos tectónicos más recientes (orogenias Pirenaica y Bética) se pueden explicar a partir de las reconstrucciones cinemáticas realizadas por Srivastava *et al.* (1990) y Roest y Srivastava (1991) desde el Cretácico hasta el Oligoceno superior, y por Mazzoli y Helman (1994) desde éste periodo hasta la actualidad. Durante la mayor parte del

periodo Cretácico de tranquilidad magnética, la Placa Ibérica era independiente. A partir del Cretácico Superior hasta el Eoceno Superior (84-42 Ma, cron 34-42), pasó a formar parte de la Africana, y el límite de placas África-Eurasia se extendió desde el golfo de Vizcaya hasta los Pirineos. En el sector más occidental, el desplazamiento inicial es divergente y progresivamente se transforma en desgarre, mientras que en el margen cantábrico hay subducción de corteza oceánica y en los Pirineos se inicia la colisión continental (Ziegler, 1988). De esta forma, el punto triple entre Norteamérica-Eurasia-África cambia desde dorsal-dorsal-dorsal (RRR) a dorsal-dorsal-falla (RRF).

Desde el Eoceno Superior al Mioceno Inferior (42-24 Ma, cron 18-6c), la Placa Ibérica se movió de nuevo independientemente a lo largo del Surco de King - Pirineos al N y del Azores-Gibraltar al S. En el Surco de King se produce expansión oceánica, mientras que en la zona Pirenaica se alcanza el pico compresivo (orientación NNO-SSE) durante el Eoceno Superior (Figura 5.1a).

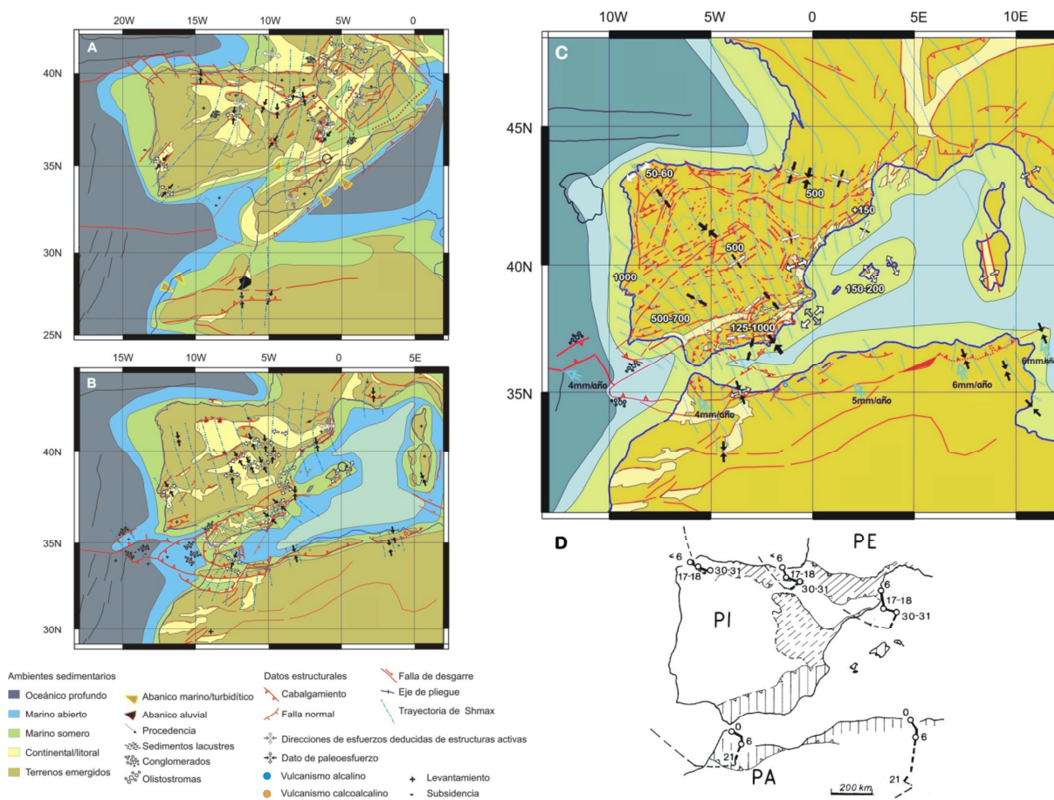


Figura 5.1 Configuraciones tectónicas y esfuerzos transmitidos hacia el Antepaís Ibérico (Andeweg, 2002). A) Eoceno superior. B) Mioceno superior. C) Estado de esfuerzos actual. D) Trayectorias de convergencia Iberia-Eurasia (dibujadas en el borde N hasta 6C) e Iberia-África durante el Cenozoico (en el borde S hasta la actualidad). En C) se indican también, en m, el levantamiento Plioceno (Cloetingh et al., 2002) y la velocidad del acercamiento relativo actual (en mm/año) entre África e Iberia. Tomado de De Vicente et al. (2004).

La zona de fractura Azores-Gibraltar tuvo un movimiento relativo pequeño hasta el Oligoceno Inferior (cron 13, 36 Ma) y desde entonces ha sido extensional cerca de Azores, de desgarre en la Falla Gloria y compresivo al este del Banco de Gorringe. En el Mioceno Inferior, se convirtió en el límite de placas activo entre África-Eurasia. La convergencia neógena entre ambas sufrió varios cambios en su orientación (Figura 5.1d): NNE desde el Oligoceno Superior al Burdigaliense (25,5-16,2 Ma, anomalías 7-5C), NNO desde el Langhiense al Tortoniense Inferior (16,2-8,9 Ma, anomalías 5C-5) y NO desde el Tortoniense Superior hasta hoy en día (8,9-0 Ma, anomalía 5 a la actualidad). Una configuración tectónica similar a la actual se alcanzó ya en el Mioceno superior (Figura 5.1b y c) (Dewey *et al.*, 1989; Pedrera *et al.*, 2011).

Como resultado de esta evolución tectónica, en la actualidad se distinguen estructuras que son activas o potencialmente activas bajo el régimen de esfuerzo actual. La Figura 5.2 muestra el mapa del proyecto PRIOR (CSN, 2004), en el que a partir del análisis de datos geológicos, geofísicos y topográficos, se establecen distintas categorías, en función de cómo ha sido identificada cada estructura y su actividad reciente. Este tipo de mapas pone de manifiesto, que en zonas de baja – media actividad tectónica, el registro sísmico instrumental es insuficiente ya que no todas las estructuras que pueden moverse lo están haciendo al mismo tiempo. Así los mapas de riesgo sísmico, basados únicamente en terremotos instrumentales no dan idea de potencial riesgo en este tipo de regiones.



Figura 5.2 Mapa de fallas de Primer y Segundo Orden de la Península Ibérica (CSN, 2004).

5.2 Esfuerzos activos en la Placa Ibérica

El análisis de la sismicidad permite definir un contacto neto entre la Placa Europea y la Norteamericana, mientras que es mucho más difuso hacia la Placa Africana y el interior de Iberia (Figura 5.3). Los hipocentros son generalmente someros en la corteza oceánica más reciente, próxima a la dorsal Medioatlántica y el Punto triple de Azores, incrementando la profundidad a lo largo de la Falla de Gloria, incluyendo zonas de eventos con profundidad intermedia, entre 40 y 130 km en el Golfo de Cádiz y el Mar de Alborán. De manera excepcional, se localizan terremotos muy profundos, entre 600 y 650 km, bajo el límite sur de Iberia (Grimison y Chen, 1986; Bufo *et al.*, 1990; Morales *et al.*, 1999; Stich *et al.*, 2005a).

El análisis de mecanismos focales de terremotos por medio de inversión de esfuerzos permite determinar el estado de esfuerzos (CSN, 1998; De Vicente *et al.*, 2000; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2006, Stich *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2010). La Dorsal Medioatlántica representa el límite divergente entre la placa Norteamericana y Europa, así como entre Norteamérica y África, dominando mayoritariamente las fallas normales a lo largo de su traza, aunque como se ha visto en el capítulo 6, ésta aparece segmentada por numerosas zonas de fractura con desplazamiento variable. Al norte del punto triple de Azores, la dorsal tiene una orientación N-S y produce un empuje con orientación N096E. Al sur, este empuje rota ligeramente en el sentido de las agujas del reloj, siendo el empuje N114E (De Vicente *et al.*, 2000). Las transformantes, anteriormente mencionadas, hacen que la dirección de máximo empuje de la dorsal varíe dentro de dominios limitados por estas fallas E-W.

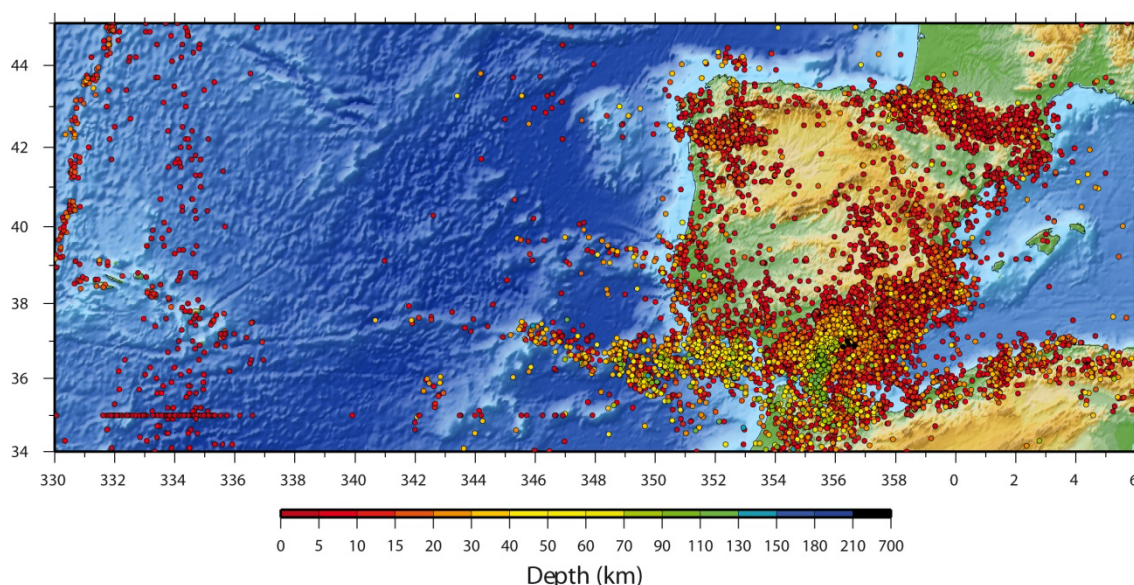


Figura 5.3 Sismicidad en el área comprendida entre la Dorsal Medioatlántica y Argelia. Los colores están en función de la profundidad. Datos del catálogo del Instituto Geográfico Nacional (<http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>).

La sismicidad en el límite entre las placas africana y europea define cuatro sectores con un contexto geodinámico diferente (Grimison y Chen, 1986; Bufo *et al.*, 1990; Kiratzi y Papazachos, 1995): una zona de divergencia oceánica en la Dorsal de Terceira, un área transformante intraoceánica, una zona de convergencia oceánica y una zona de convergencia continental. Las islas Azores, dispuestas en orientación NW-SE y con volcanismo activo, son la expresión en superficie de la Dorsal de Terceira. Como en el caso de la Dorsal Medioatlántica, es una zona donde domina la extensión, prácticamente perpendicular a la traza de la propia dorsal (N042E). Al sur de esta dorsal y con una orientación E-W, se sitúa una zona transformante, caracterizada por la ausencia de sismicidad instrumental en la zona occidental, conocida como Falla de Gloria (Figura 5.4). Hacia el este, Vázquez y Vegas (2000), describen un área con una batimetría muy compleja, en la que la orientación de las estructuras activas es muy heterogénea, resultando en un cambio progresivo del régimen de esfuerzos desde el desgarre puro a transpresivo (Sartori *et al.*, 2004, Zitellini *et al.*, 2004), con una orientación de máximo acortamiento en la horizontal (S_{Hmax}) próximo a los N145E. En las proximidades de la costa Ibérica, domina la convergencia continental, con una distribución muy difusa de la sismicidad (Figura 5.3).

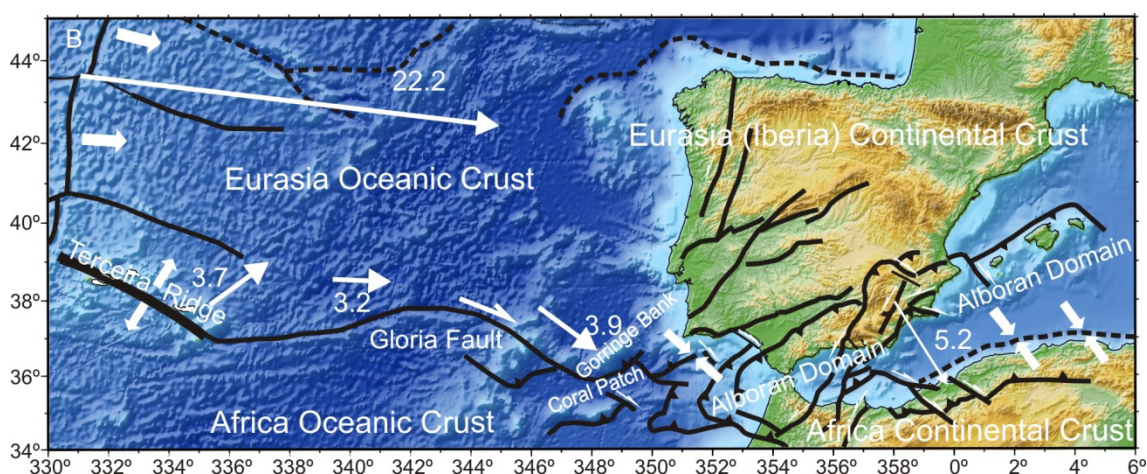


Figura 5.4 Principales estructuras tectónicas en el límite entre las placas Africana y Europea. Las flechas finas blancas representan los vectores de desplazamiento de Europa respecto Norteamérica y África, publicados por DeMets *et al.* (1990). Tomado de De Vicente *et al.* 2008.

La orientación del máximo esfuerzo en la horizontal (NW-SE a NNW-SSE) es, como se ha explicado en el capítulo 6, la dominante en la parte occidental de la Placa Europea. Estudios más detallados muestran que este régimen de esfuerzos, predominantemente de desgarre, se ha mantenido prácticamente constante desde el Mioceno Superior (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 1996, Ribeiro *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000). Dentro del régimen de desgarre, existen zonas con marcado carácter extensional, como la

Cadena Ibérica o el Surco de Valencia (CSN, 1998; Schindler *et al.*, 1998; De Vicente *et al.*, 2000; Herraiz, *et al.*, 2000).

5.3 Mecanismos focales

Existen varios catálogos que calculan de forma automática los mecanismos focales mediante el tensor de momento sísmico para esta región (Figura 5.5). El catálogo de CMT (Dziewonski y Woodhouse, 1983), calcula eventos con magnitud mayor de 5.5 desde el año 1977, en este trabajo contribuye sobre todo en la zona argelina y en el Atlántico, donde se localizan terremotos de magnitud moderada a alta de forma más o menos frecuente. A escala Europea y Mediterránea el catálogo del INGV (Pondrelli *et al.*, 2002, 2004) y el ETH de Zürich (Braumiller *et al.*, 2002) aportan información a partir de magnitud 4, permitiendo corregir el efecto de propagación de los periodos intermedios del frente de ondas debido a la corta distancia entre la estación y el hipocentro. El proyecto Ibero-Magrebí del IAG-Granada (Stich *et al.*, 2003 y 2006) realiza inversiones para eventos con magnitud mayor de 3.5 a partir de una densa red de sismógrafos. A partir del año 2003, el IGN comienza a producir de manera automatizada inversiones en tiempo casi real, a partir de tres registros próximos para terremotos mayores de 3.3 (Rueda y Mezcua, 2005). Estas soluciones son muy similares a las que el IAG calcula de forma manual.

En este trabajo se han unido todos estos catálogos, creando una base de datos unificada para la región de estudio. Muchos de los terremotos han sido registrados en más de un catálogo simultáneamente. Para seleccionar aquel mecanismo focal de mayor calidad se ha utilizado la desviación respecto al doble par (CLVD) a partir de los componentes del tensor (Dziewonski y Woodhouse, 1983). La lista final de mecanismo focales registrados entre 1977 y 2006, contiene 210 eventos. Al ser el objetivo de este trabajo el estudio de los esfuerzos corticales, se han utilizado únicamente aquellos terremotos registrados a menos de 70 km de profundidad.

5.4 Metodología de regionalización

Para identificar áreas con similares condiciones de esfuerzos, se ha llevado a cabo un análisis previo de la orientación y del factor de forma, aplicando la metodología propuesta por Capote *et al.* (1991) basada en el Modelo de Deslizamiento asumiendo deformación triaxial (Reches 1983 y De Vicente, 1988). Esta metodología se ha descrito de forma detallada en el capítulo 4 y nos permite obtener un valor de la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey) y del factor de forma (k') para cada uno de los mecanismos focales registrados. Estos valores han sido interpolados en una malla de 1° obteniendo una distribución regular de estos valores (Olaiz *et al.*, 2006; Muñoz-Martín *et al.*, 2012).

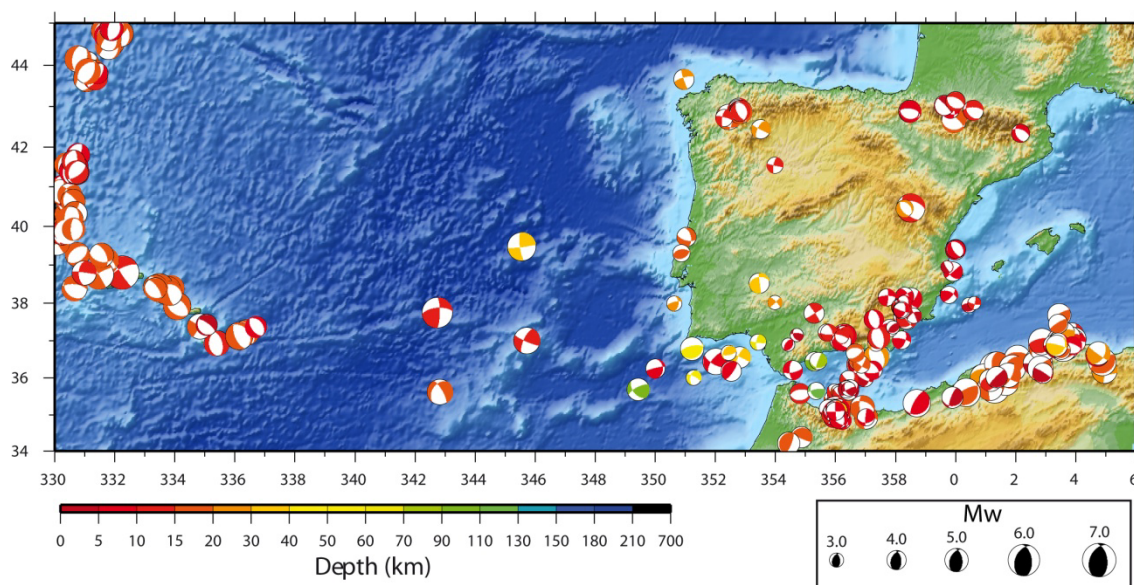


Figura 5.5 Mecanismos focales localizados en el área de estudio entre 1977 y 2006. El color depende de la profundidad hipocentral y el tamaño está en función de la magnitud momento.

Mediante este análisis se pueden identificar zonas con deformación homogénea que junto con la información de la tectónica regional y la distribución epicentral permite la selección de áreas afectadas por un régimen de esfuerzos homogéneos, donde el tensor de esfuerzos ha sido calculado siguiendo el método propuesto por Reches y colaboradores en 1992.

Un análisis cualitativo del mapa de factor de forma (k') permite identificar la presencia de deformación extensional en el noreste de la Península Ibérica y compresiva en el Golfo de Cádiz y norte de Argelia, en la región de las montañas de Tell, quedando el resto del áreas bajo condiciones de desgarre (Figura 5.6). Las áreas seleccionadas para la inversión de esfuerzos son: 1) Dorsal de Terceira, 2) Falla de Gloria, 3) Golfo de Cádiz, 4) Iberia Occidental, 5) Béticas centrales y orientales-Mar de Alborán-Rif, 6) Cadena Ibérica, 7) Pirineos y 8) Argelia septentrional (Figura 5.7).

Como se aprecia en las figurasFigura 5.6 yFigura 5.7 la distribución de los datos es heterogénea y aparecen zonas con pocos mecanismos focales, como en la Falla de Gloria. Pero se ha intentado seleccionar zonas que permiten obtener un resultado significativo y que queden bien constreñidas mediante el número de eventos incluidos, como puede ser Argelia septentrional (58 datos) y Béticas-Alborán-Rif (95 datos).

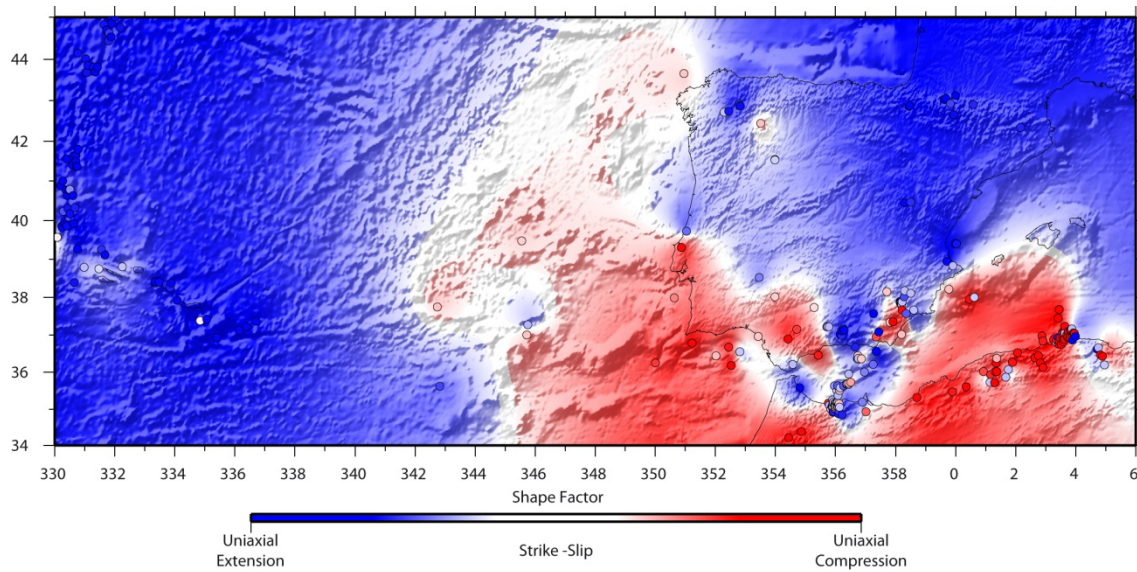


Figura 5.6 Mapa de factor de forma (k') de la Placa Ibérica. Los puntos indican el valor k' obtenido mediante el Modelo de Deslizamiento para cada mecanismo focal.

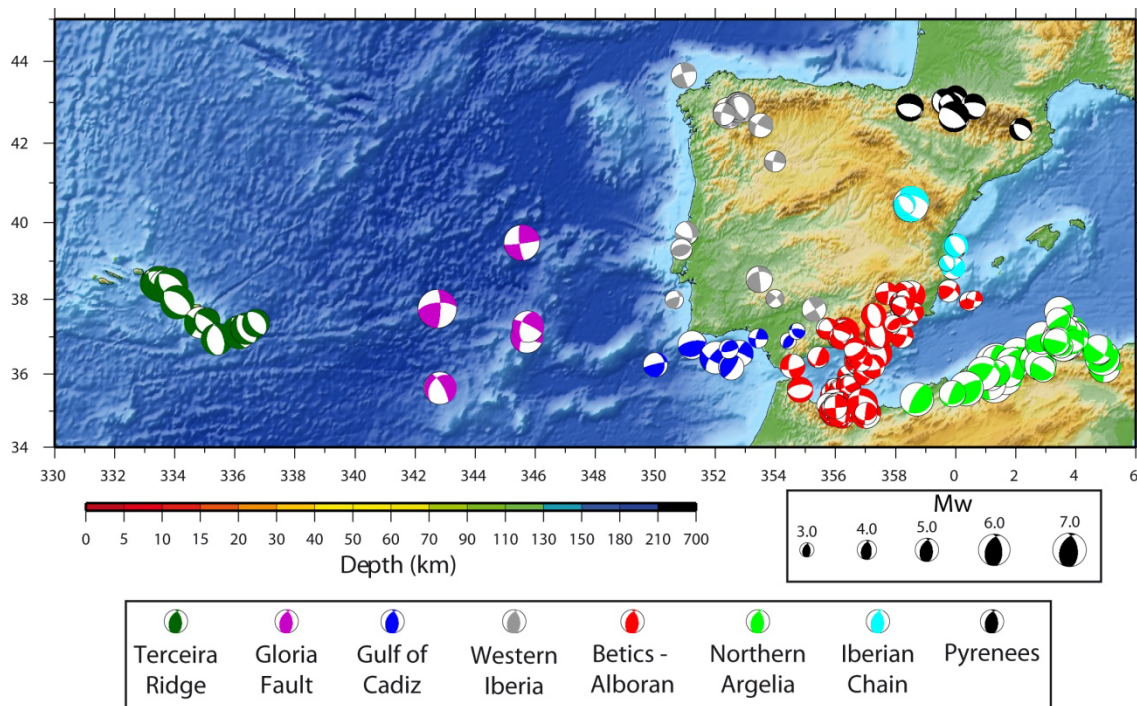


Figura 5.7 Mapa de mecanismos focales de la Placa Ibérica. Los colores representan las distintas poblaciones seleccionadas a partir del mapa de k' . El tamaño del mecanismo focal se representa en función de la magnitud.

5.5 Esfuerzos activos calculados mediante inversión

En el capítulo 4 se ha explicado la metodología seguida en este apartado, por lo que sólo se explicarán los resultados obtenidos. Como complemento a esta técnica, los planos de falla y el tensor de esfuerzos calculado han sido representados en el círculo de Mohr, para determinar que

planos son neoformados o reactivados, que son aquellos que están dentro del círculo. Las rosas de direcciones de los planos y la proyección estereográfica de los esfuerzos principales se han analizado, intentando relacionar los resultados con la tectónica regional.

Los esfuerzos deducidos en este trabajo incluyen todas las configuraciones, desde la extensión a la compresión, pasando por el desgarre (Tabla 5.1y Figura 5.8):

Zonas Extensionales: Dorsal de Terceira (extensión casi radial), Pirineos y la Cadena Ibérica. En esta última la extensión es próxima a radial, mientras que en el norte de Iberia muestra una tendencia uniaxial. Más del 30 % de los mecanismos focales de la zona Bética-Alborán-Rif únicamente puede ser explicado de extensión radial, sin olvidar la posibilidad de subdividir en dos soluciones ortogonales de extensión uniaxial.

Zonas Compresivas: Norte de Argelia y el Golfo de Cádiz, ambas zonas de compresión uniaxial. Los planos de la población Béticas-Alborán-Rif se justifican mediante compresión uniaxial, pero dentro del régimen de desgarre.

Zona de Desgarre: Falla de Gloria (desgarre puro), Béticas-Alborán-Rif (próximo a extensional uniaxial) e Iberia Occidental.

5.5.1 Esfuerzos activos entre la Dorsal Medioatlántica y el Golfo de Cádiz.

Si representamos todas las direcciones de máximo acortamiento en la horizontal (S_{Hmax}), vemos que no varían más de 25°, excepto en el caso de Pirineos. La orientación regional rota progresivamente en el sentido de las agujas del reloj de NW-SE a NNW-SSE entre la Dorsal de Terceira y el Golfo de Cádiz. Las soluciones compresivas muestran unos resultados próximos a la compresión N-S (N165E) (Figura 5.9).

En las Islas Azores, S_{Hmax} es paralelo a las fallas activas y al eje volcánico. Al incrementarse el coeficiente de fricción, S_{Hmax} , se hace más N-S. Las fallas parecen neoformadas. (Figura 5.8)

En la Falla de Gloria, la orientación de las fallas activas es heterogénea y en su mayoría planos reactivados. El incremento del coeficiente de fricción genera soluciones en las que σ_2 se aproxima a la vertical. La misma tendencia se observa también en el Golfo de Cádiz, pero en este caso las fallas parecen neoformadas (Figura 5.8). Este hecho parece descartar que los terremotos generados en esta área se asocien con fallas normales generadas durante la apertura del océano (Gràcia *et al.*, 2006; Zitellini *et al.*, 2004).

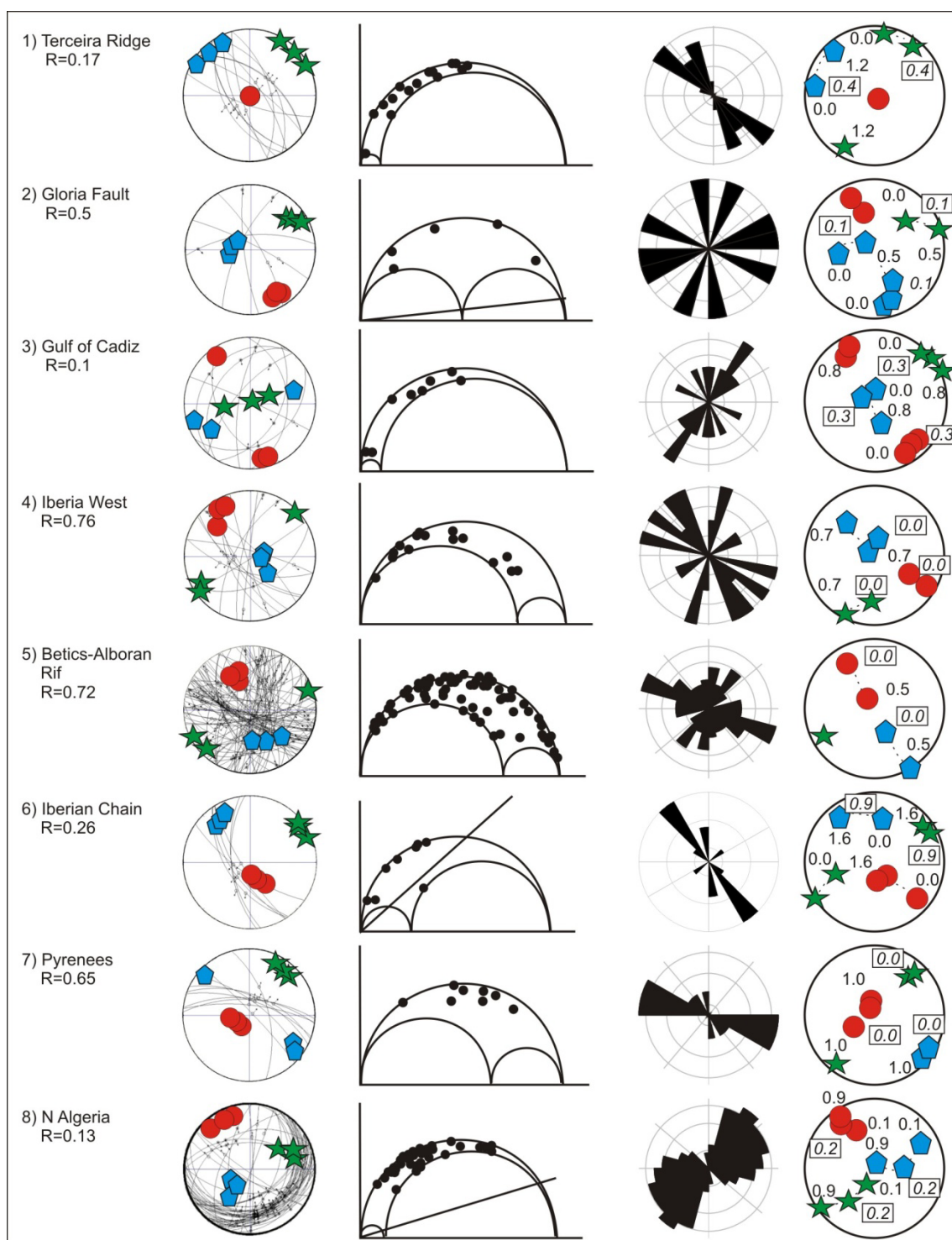


Figura 5.8 Resultados de la inversión de esfuerzos de las poblaciones seleccionadas. De izquierda a derecha: proyección estereográfica de los planos nodales invertidos y orientación de los ejes principales de esfuerzos con dos niveles de desviación (círculo rojo, σ_1 , pentágono azul σ_2 , estrella verde σ_3). Círculo de Mohr de las soluciones; Diagrama de Rosa de los planos nodales y conjunto de soluciones variando el coeficiente de fricción.

Región	Zona	N(Nad)	S _{Hmax}	R	Slip	Principal	Coefficiente fricción	Cohesión	σ_1	σ_2	σ_3
1	Terceira R	13(14)	137	0.17	5	13	0.4	0.0032	87/154	03/316	01/047
2	Gloria F.	5(5)	150	0.5	11	24	0.1	0.0104	15/153	66/281	18/58
3	Cádiz G.	9(9)	162	0.1	16	26	0.3	0.0802	02/162	03/252	86/45
4*	W Iberia	14(15)	145	0.76	17	27	0.1	0.0197	13/327	74/113	08/235
5**	BetAlbor	95(95)	155	0.72	28	30	0.01	0.0338	44/336	46/153	02/245
6	IberianCh	7(7)	152	0.26	11	18	0.9	0.0068	69/159	21/328	04/059
7***	Pyrenees	9(9)	125	0.65	13	20	0.01	0.0007	68/242	09/131	21/37
8	Algeria	51(58)	150	0.13	16	20	0.3	0.0504	10/331	25/66	62/221
4	W Iberia	14(15)	145	0.76	17	27	0.1	0.0197	13/327	74/113	08/235
4A	Galicia H	8(8)	150	0.58	5	20	0.5	0.0062	84/295	05/151	04/061
4B	Galicia S	7(10)	150	0.43	9	24	0.3	0.0670	35/330	55/149	00/240
4C	Galicia G	6(12)	123	0.3	20	38	0.9	0.1986	10/303	68/059	20/210
5A	Albo_rot	95(95)	155	0.72	28	30	0.01	0.0338	44/336	46/153	02/245
5B	Albo-20	48(48)	155	0.73	7	20	0.1	0.0074	46/335	44/155	00/245
5C	Albo-15	41(41)	154	0.7	7	20	0.1	0.0052	42/333	47/155	01/064
5D	Albo rev	13(13)	168	0.04	14	21	0.3	0.0625	06/347	68/242	21/80
5E	Albo+20	30(30)	140	0.29	25	39	0.3	0.0305	88/233	01/345	02/075
5F	Alhuce	16(16)	155	0.29	10	19	0.1	0.0089	03/335	83/92	07/245
5G	>depth15	12(14)	149	0.56	13	21	0.1	0.0083	21/326	65/178	12/061
5H	GranadaB	8(8)	120	0.22	11	28	0.6	0.0088	77/161	09/293	10/024
7B	PyrRivera	50	125	0.66	0				66/266	20/125	10/032

Tabla 5.1 σ_1 , σ_2 y σ_3 representan la dirección y el buzamiento de los esfuerzos principales. N es el número de eventos y Nad es el número de eventos que ajustan con solución dada.

Regione: 1) Dorsal de Terceira, 2) Falla de Gloria, 3) Golfo de Cádiz, 4) Iberia Occidental, 5) Bética-Alborán-Rif, 6) Cadena Ibérica, 7) Pirineos, 8) Argelia septentrional.

Subpoblaciones: 4A) Galicia, 4B) Galicia, mecanismos del proyecto SIGMA, 4C) Galicia, mecanismos focales proyecto GASPI, 5A) Alborán total, 5B) Alborán, slip error < 20°, 5C)

Alborán slip error < 15°, 5D) Alborán solo fallas inversas, 5E) Alborán sin la población Albo-20, 5F) Crisis sísmica de Albucemas, 5G) Profundidad > 15 km y 7B) Arudy.

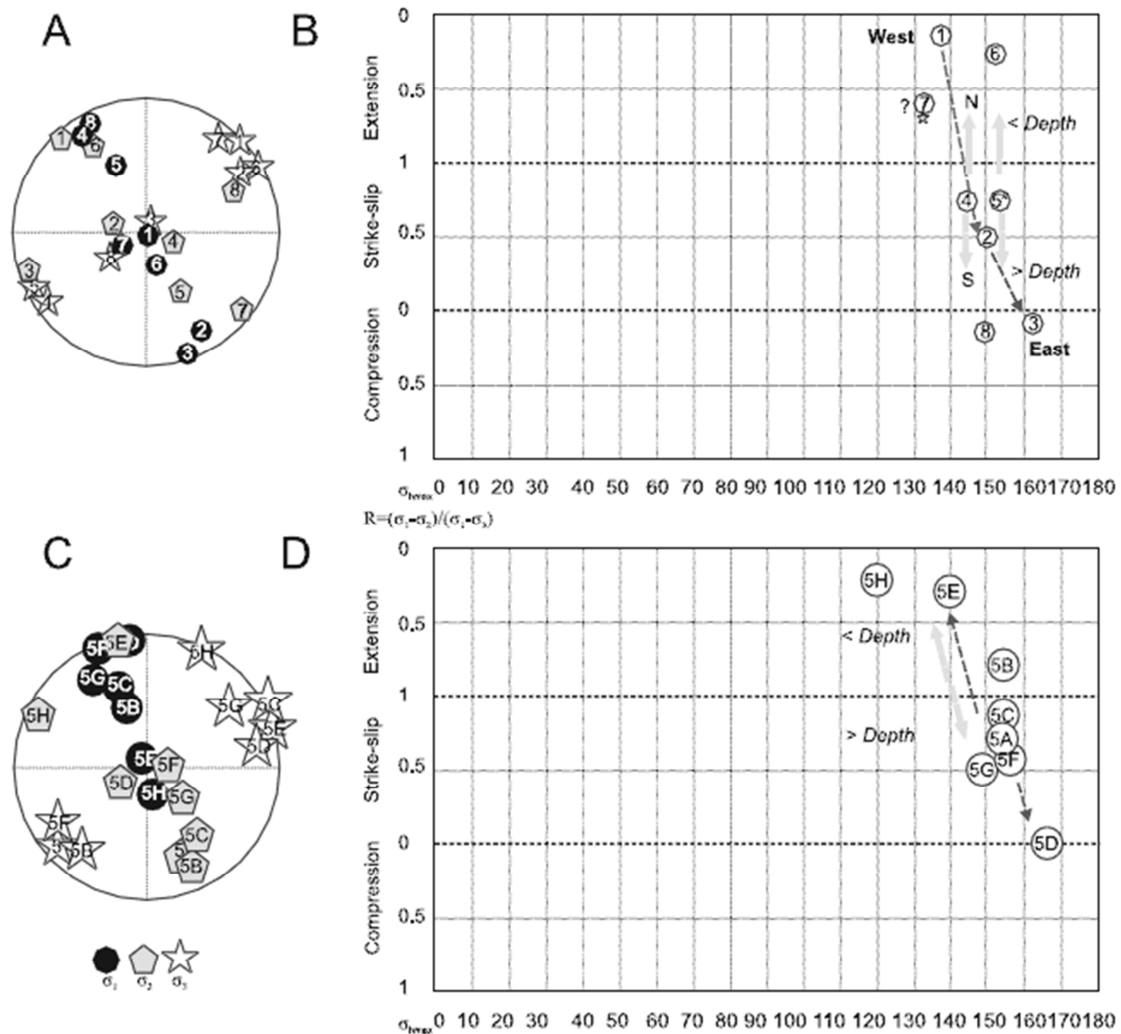


Figura 5.9 a) Proyección estereográfica de los esfuerzos principales para cada población analizada. Los valores de R y el error obtenido se muestran en la Tabla 5.1.b) Diagrama de R frente S_{Hmax} de las poblaciones. La transición de este a oeste entre la Dorsal de Terceira (1), la Falla de Gloria (2) y el Golfo de Cádiz (3). Dentro de la zona de Iberia Occidental (4) y Béticas-Alborán-Rif (5), las tendencias locales son norte sur y en función de la profundidad focal. c) Proyección estereográfica de los ejes de esfuerzo del tensor de la población Béticas-Alborán-Rif. d) Diagrama R frente S_{Hmax} de las subpoblaciones de Béticas-Alborán-Rif. 5B, error <20; 5C, error <15; 5D fallas inversas; 5E, excluidas las poblaciones 5B y 5D, crisis de Alhucemas; 5G, profundidad > 15 km y 5H, Cuenca de Granada. Las distintas poblaciones, con distinto error 5A, 5B y 5C muestran un tensor similar. Las poblaciones con mayor diferencia de R (5D y 5E) están relacionadas con diferente S_{Hmax} . Al incrementarse la profundidad, las poblaciones caen en el dominio del desgarre.

Al analizar estos resultados, cabe destacar la ausencia de un frente compresivo relacionado con la orogenia Bético-Rifeño, pero que si aparece en la región argelina de Tell, donde la compresión uniaxial es NW-SE, siendo perpendicular a la topografía, lo que indica que dominio continental africano está cabalgando sobre Alborán y viceversa. Estas estructuras aparecen segmentadas por desgarres lateral derechos (Braunmiller y Bernardi, 2005), también

activas bajo este tensor de esfuerzos. Estos resultados se pueden asociar con partición de la deformación, también observas en otras regiones próximas al límite entre Europa y África (Vázquez y Vegas, 2000). En conjunto, las estructuras activas y los epicentros, muestran una serie de cabalgamientos dispuestos “en echelon” separados por desgarres, aunque las observaciones de campo muestran que la actividad de estas estructuras Neógeno-Cuaternarias no actúan siempre al mismo tiempo (Figura 5.10). Ramos *et al.* (2015) proponen levantamiento durante el terciario en el Alto del Guadalquivir y el Monoclinial de Algarve, sugiriendo que éste sea la continuación occidental de Sierra Morena.

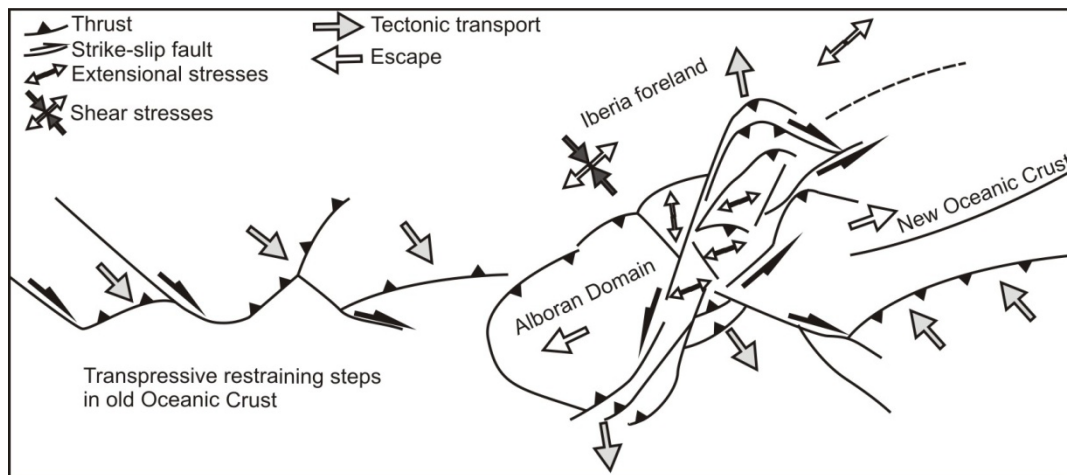


Figura 5.10 Interpretación tectónica hasta el Mioceno Superior que explica el escape tectónico del Dominio del Alborán (Vegas, 1992).

El marco tectónico y tensorial en la zona del Golfo de Cádiz y el banco de Gorringe es muy similar a la del norte de Argelia, pero con una orientación de S_{Hmax} más nordestada y afectando a la corteza continental de Iberia y África. Al oeste, sobre corteza oceánica, la situación cambia progresivamente a cizalla pura en la Falla de Gloria. Estos resultados son muy similares a los obtenidos por Stich *et al.* (2005a), y muy coherentes con el movimiento transpresivo lateral derecho del límite de placas. Es probable que el terremoto de Lisboa de 1755, uno de los más destructivos de la historia moderna europea, se localizase en esta área.

5.5.2 Esfuerzos activos en Iberia Occidental

En la zona de Iberia occidental, se observa una variación de los esfuerzos a N-S, pasando de ser compresivos en el sur a extensionales en el norte, dando unas condiciones de desgarre en promedio, lo que hace esperar que la solución obtenida no tenga un buen ajuste. Las fallas de desgarre están activas bajo las condiciones de esfuerzo actual, como se puede ver en la rosa de direcciones. Al incrementarse el coeficiente de fricción, σ_1 se aproxima a la vertical, lo que facilita el intercambio entre σ_1 y σ_2 .

La sismicidad se nuclea en fallas lateral derechas, como la de Zufre (De Vicente *et al.*, 2006). Por otro lado, fallas lateral izquierdas, con una expresión cartográfica muy larga, absorben parte de la deformación. El sistema de fallas de Regua-Verin y Bragança-Villariça ha sido especialmente activo durante el Plioceno y el Cuaternario (Cabral, 1989; Cabral *et al.*, 2004). También hay actividad netectónica identificada en las cuencas pull apart asociadas a la falla de Messejana-Plasencia (Villamor, 2002). Los epicentros también aparecen alineados con esta orientación en la parte occidental de la Cuenca del Duero (Falla de Zamora) (Antón, 2004). La misma autora, identifica asimetría en depósitos fluviales y migración lateral de valles, que relaciona con actividad neotectónica. En la zona de enlace con la Cadena Cantábrica existen diversos ejemplos de actividad tectónica cenozoica en la Cuenca de El Bierzo (Martín-González y Heredia, 2011) o en la falla de Ferreiros (Martín-González, 2009) (Figura 5.11).

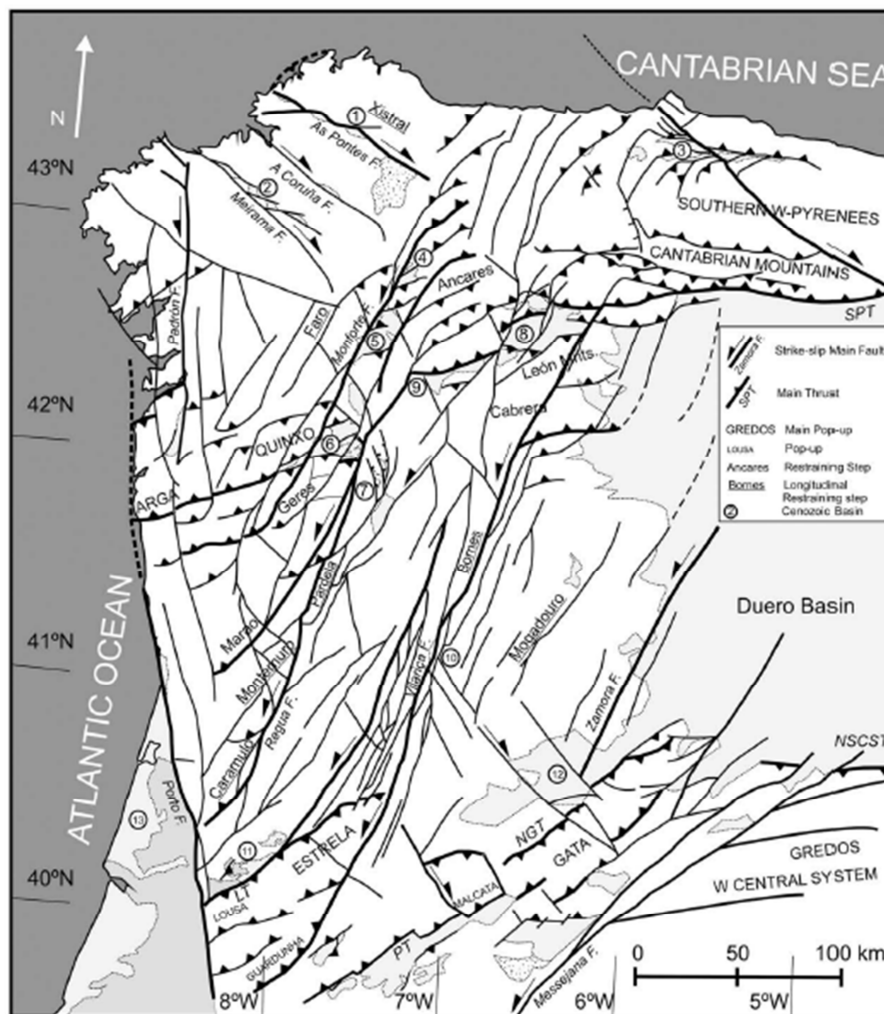


Figura 5.11 Mapa tectónico de la distribución de la deformación del noroeste de la Península Ibérica y Cuencas Cenozoicas: 1) As Pontes. 2) Meirama. 3) Oviado. 4) Sarria. 5) Monforte. 6) Xinzo. 7) Verín. 8) El Bierzo. 9) O Barco. 10) Vilariça. 11) Lousa. 12) Ciudad Rodrigo. 13) Lusitanian. Tomado de De Vicente y Vegas, 2009.

Fallas normales e inversas pueden moverse también bajo estas condiciones de deformación. La parte occidental del Sistema Central, sobre todo en la parte portuguesa, donde se localizó el terremoto de Benavente en 1909 ($M_w = 6.0$) (Stich *et al.*, 2005b). Por lo tanto en esta región los cabalgamientos NW-SE podrían haber sido activos durante todo el Neógeno, en unas condiciones similares a las actuales.

La sismicidad intraplaca registrada en Galicia en los últimos años tuvo su pico de actividad en el año 1997, con un terremoto de $M_w = 5.2$ e intensidad VII (EMS) (Rueda y Mezcuá, 2001). La red de sismógrafos del Instituto Geográfico Nacional ha detectado más de 500 terremotos en la región en el periodo de tiempo 1979 – 2005. Esta actividad sísmica se caracteriza por una distribución irregular en el tiempo, que incluye dos crisis en el año 1979 y entre Noviembre y Diciembre de 1995, antes de la citada serie de 1997, con dos eventos de $M_w = 5.2$ y 4.8 (Stich *et al.*, 2003). Estas series con gran cantidad de datos, permiten usar Galicia como ejemplo de sismicidad intraplaca.

Durante la Orogenia Pirenaica (Eoceno – Oligoceno, Sibuet *et al.*, 2004) la mayoría de la convergencia N-S entre Iberia y África se transfiere hacia el sur desde la Cadena Cantábrica (Pirineos Occidentales) a través de corredores de falla como el de Bragança-Vilariça, Regua-Verín, hasta el Sistema Central. La dirección de estas estructuras es subparalela a las estructuras del rift Cretácico Inferior y su movimiento durante el Terciario es lateral izquierdo. Al oeste de la zona de transferencia, la cantidad de convergencia es parcialmente acomodada por fallas lateral derechas NW-SE (Falla de Puentes de García Rodríguez, Falla de Meirama), que continúan la deformación de los Cabalgamientos Cantábricos. La expresión de los pop-ups disminuye desde el este, debido probablemente al efecto del adelgazamiento de la corteza continental hacia el Océano Atlántico (De Vicente y Vegas, 2009). La orientación de los cabalgamientos y los datos de paleoesfuerzos indican que en esta región han dominado esfuerzos donde S_{hmax} tiene una orientación NW-SE. En las proximidades de la costa aparecen fallas N-S lateral izquierdas, que probablemente actuaron como fallas normales durante la etapa de rift. La terminación sur de este sistema de cabalgamientos puede también interpretarse como una reorientación de la Cadena Cantábrica desde el sistema de Bragança-Vilariça. Esta configuración explica el paisaje actual, que cambia progresivamente desde Asturias, el frente Cantábrico en Galicia, el frente Atlántico gallego, Galicia Central y la zona de la frontera con Portugal.

Análisis previos de mecanismos focales de terremotos y fallas con actividad Plioceno – Cuaternaria (CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000; Stich *et al.*, 2003) revelan una gran variedad de fallas activas, que es congruente con el régimen activo actual de desgarre. Más recientemente, el proyecto GASPI (López – Fernández *et al.*, 2004) ha desplegado una red local de sismógrafos que ha permitido el cálculo de nuevos mecanismo focales. Se han comparado tres tipos

diferentes de datos para esta subpoblación localizada en Galicia (4A): mecanismos del proyecto SIGMA (CSN, 1998) (4B) y los mecanismos del proyecto GASPI (López – Fernández *et al.*, 2004) (4C). Estas dos últimas poblaciones están compuestas por mecanismos calculados mediante ondas P. Los resultados de la inversión se pueden ver en la Tabla 5.1 y la Figura 5.12.

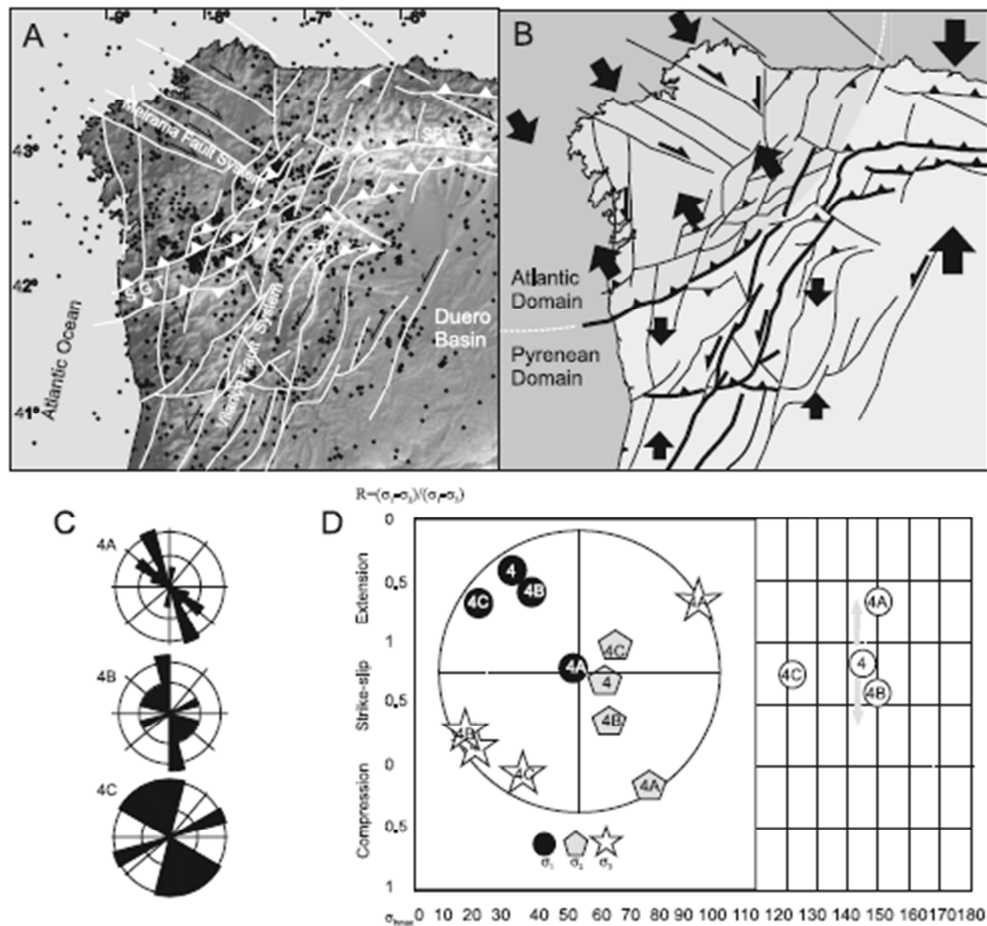


Figura 5.12 (a) Fallas activas y sismicidad entre 1980 y 2005 (catálogo IGN). (b) Fallas activas y paleo esfuerzos que dominan en la región noroeste de Iberia durante la Orogenia Pirenaica (Eoceno-Oligoceno). (c) Rosa de direcciones de los planos nodales. (d) Diagrama R/S_{max} de las poblaciones invertidas: 4A Galicia, 4B Galicia mecanismos SIGMA, 4C Galicia mecanismos GASPI. Proyección estereográfica de los esfuerzos principales para las poblaciones de Galicia. Errores y valores de R aparecen en la Tabla 5.1.

Como se ha discutido anteriormente, la zona oriental de la Península Ibérica muestra un cambio progresivo en el tipo de esfuerzo desde compresión en el sur hasta soluciones más extensionales en el sur. La inversión de los mecanismos focales de Galicia (4A) tiene una orientación de σ_1 próxima a la vertical y un valor de R cercano a la extensión uniaxial. La solución tiene un ajuste bueno y explica en su mayoría los mecanismos focales normales de la zona de Sarria (Figura 5.13) así como los mecanismos de desgarre que son mucho menos frecuentes. Por otro lado, las inversiones de las poblaciones SIGMA (4B) y GASPI (4C)

presentan un σ_2 vertical que denota el carácter lateral de la deformación. La población 4C tiene los mejores resultados para todos los mecanismos de GASPI pero sólo explica la mitad de la población.

El tensor de esfuerzos activo en la actualidad tiene una dirección de máximo compresión NW-SE. Los valores de R muestran un extensión uniaxial ($R = 1$). Bajo este tensor las fallas con sentido de movimiento normal, las lateral izquierdas NNE-SSW, las laterales derechas ESE-WNW y las inversas NE-SW pueden activarse.

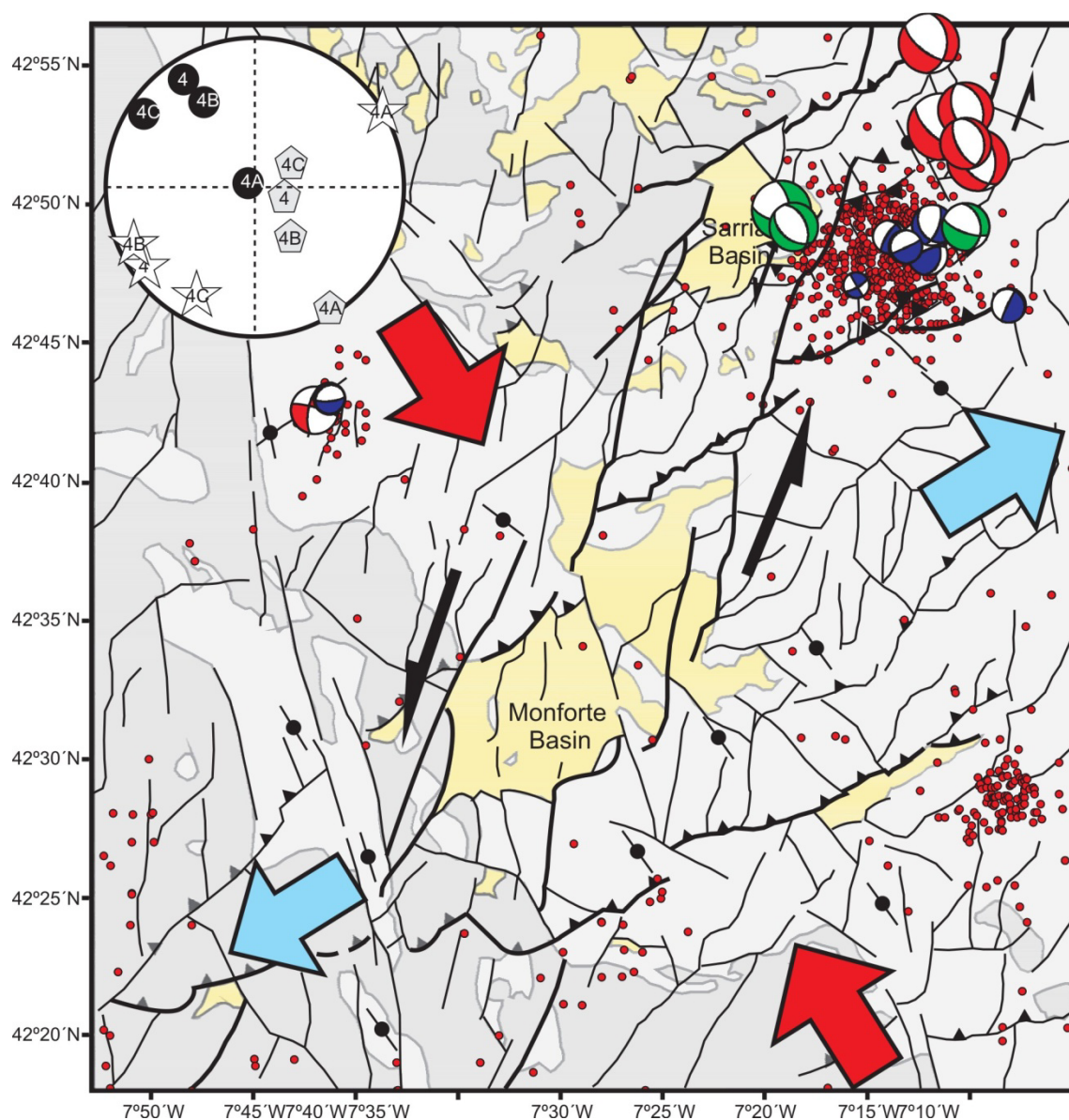


Figura 5.13 Mapa tectónico y epicentros en las Cuencas Cenozoicas de Sarria y Monforte, asociadas a restraining bends del Sistema de Fallas de Vilarica.

Sujeto a posibles errores de localización, parece posible relacionar la distribución epicentral durante la serie sísmica de Sarria y la tectónica local (Figura 5.13; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). El nudo sísmico se localiza sobre un restraining bend del sistema de Fallas de Vilarça. Las Cuencas Cenozoicas de Sarria y Monforte se crearon bajo unas condiciones similares. Las lineaciones de epicentros son consistentes con la activación de fallas NW-SE, NNE-SSW, y NE-SW. Estas últimas corresponden al cabalgamiento sur del restraining bend lo que sugiere que este fue activo o es el límite de la propagación de los lineamientos NW-SE. Datos geológicos de campo confirman la actividad cuaternaria de este cabalgamiento (Rodríguez-García *et al.*, 2006).

Por lo tanto bajo estas condiciones de compresión NW-SE, parece que todo tipo de fallas ha sido reactivado recientemente en Galicia. La forma más sencilla de explicarlo es un régimen regional de desgarre, no como extensión uniaxial. Las evidencias hacen pensar que fallas activas en esta región intraplaca han tenido una cinemática similar durante el Cenozoico.

5.5.3 Esfuerzos activos en Pirineos

En los Pirineos, los resultados indican una extensión triaxial, próxima a extensión radial ($R=0.65$), donde σ_3 tiene una orientación N035°E, perpendicular a los principales alineamientos de terremotos (Figura 5.3) y a las fallas activas (Figura 5.14), especialmente en la parte occidental de la cadena. Al incrementar el coeficiente de fricción σ_1 se aproxima a la vertical. El diagrama de Mohr muestra que las fallas han sido reactivadas.

Estas condiciones de esfuerzos son muy similares a las calculadas para el terremoto de Arudy ($R = 0.66$, $\sigma_3 = \text{N}032^\circ\text{E}$) (Gallart *et al.*, 1985; Rivera y Cisterna, 1990), pero muy diferentes a los obtenidos utilizando mecanismos focales de primeras llegadas de ondas P, que muestran un régimen de desgarre en el que S_{Hmax} se orienta según N010°E (Goula *et al.*, 1999; Herraiz *et al.*, 2000).

Existen fallas WNW-ESE con evidente actividad cuaternaria, como la de Lourdes o Maladeta, con un movimiento normal (Allasset y Megharoui, 2005; Ortuño, 2008). Lacan y Orduño (2012) han reevaluado la información neotectónica y han dividido la región en cinco regiones en función de su evolución geomorfológica, su sismicidad y el estilo de las fallas: Pirineos Occidentales, Zona Noroccidental Pirenaica, Cuencas de Antepaís: Aquitania y Ebro, el Dominio de las láminas cabalgantes inferiores y Pirineos Orientales. Estos autores proponen que todas las fallas activas son estructuras reactivadas de las orogenias Varisca o Alpina o del rifting Neógeno Mediterráneo. Así han diferenciado dos dominios principales: la Alta Cadena, por encima de 1500 m sobre el nivel del mar (zona Occidental y Dominio de láminas cabalgantes), donde estructuras paralelas a la cordillera son reactivadas como fallas normales y la

Baja Cadena por debajo de 1500 m sobre el nivel del mar (cuencas de antepaís y piedemonte), donde las fallas han sido reactivadas por esfuerzos máximos compresivos subhorizontales y de orientación variable, actuando en el periodo neotectónico como fallas inversas o desgarres. Los mecanismos focales calculados mediante el tensor de momento sísmico únicamente recogen eventos asociados a fallas normales, aunque estudios que incluyen mecanismos calculados mediante llegadas de ondas P muestran resultados compresivos en distintas partes de la cadena (Goula *et al.*, 1999).

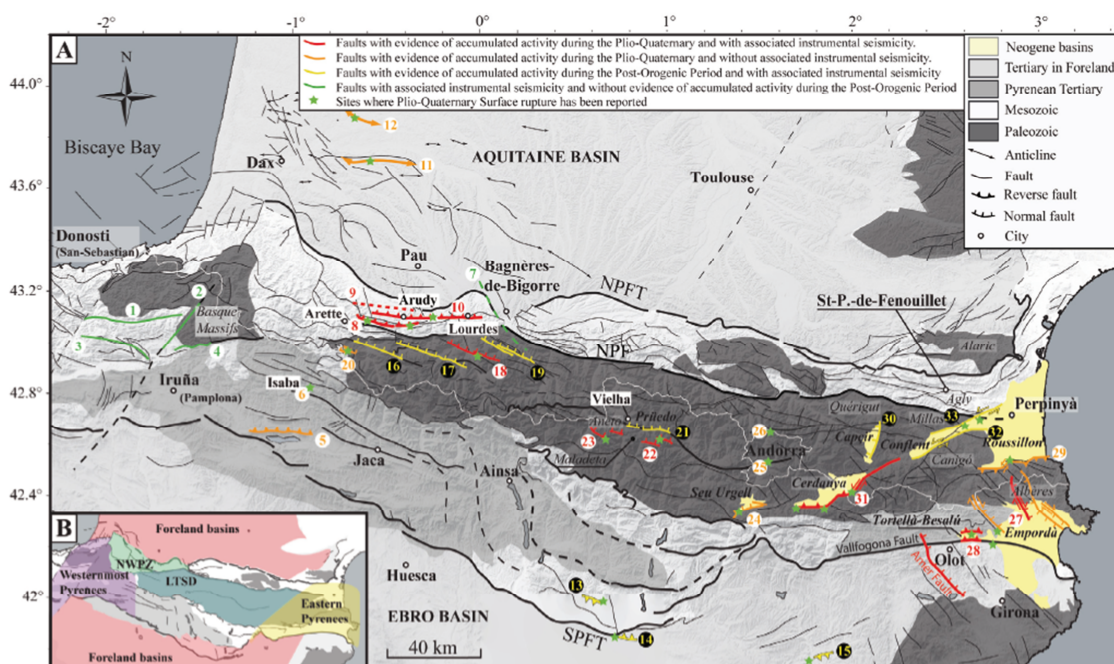


Figura 5.14 Principales fallas activas o supuestamente activas, localizadas en el mapa estructural de los Pirineos (modificado de Barnolas y Chiron, 1996). Las estructuras se agrupan en las cinco regiones sismotectónicas (esquema en la esquina inferior izquierda): Pirineos Occidentales (Westernmost Pyrenees); Zona Noroccidental Pirenaica (North Western Pyrenean Zona, NWPZ), Cuencas de Antepaís (Foreland basins): Aquitania y Ebro, el Dominio de las láminas cabalgantes inferiores (Lower Thrust Sheets Domain) y Pirineos Orientales (Eastern Pyrenees). Nombre de las fallas o localidades: 1, Leiza; 2, Pamplona; 3, Aralar; 4, Roncesvalles; 5, Leyre; 6, Isaba; 7, Adour (Bigorre); 8, Mail Arrouy; 9, Herrère; 10, Lourdes; 11, Audignon; 12, Campagne; 13, Canelles; 14, Balaguer; 15, Callús; 16, Bedous; 17, Pierre St Martin System; 18, Laruns; 19, Pierrefitte; 20, Pic du Midi du Bigorre; 21, North Maladeta; 22, Rius-Cabanes; 23, Coronas; 24, Urgellet; 25, Escaldes; 26, Merens; 27, Tortellà-Besalú; 28, Empordà; 29, Tech (Alberes); 30, Capcir; 31, Cerdanya (SW southern Têt); 32, Conflent Fault (NE southern Têt); 33, Northern Têt. Tomado de Lacan y Ortuño (2012).

Los estudios de GPS muestran unos resultados totalmente compatibles con los obtenidos en este trabajo. Asensio *et al.* (2012) calcula una extensión perpendicular a la cadena (0.0025 ± 0.0005 mm/año; Figura 5.15), mientras que estudios recientes de Rigo y colaboradores

(2015), obtienen una tasa de deformación horizontal de 0.0020 ± 0.0017 mm/año por año con una dirección N-S para la parte oeste de la cadena.

Existen varias hipótesis para justificar el estado de esfuerzos en la cadena pirenaica. Diversos autores (por ejemplo: De Vicente *et al.*, 2008; Lacan y Ortuño, 2012; Vernant *et al.*, 2013) sugieren un rebote isostático producido para compensar el levantamiento y erosión de la cordillera que además puede estar asociado a la pérdida de litosfera subducida (Gunnell *et al.*, 2008), mientras que otros autores lo relacionan con colapsos gravitacionales (Choukroune y Seguret, 1973; Rey *et al.*, 1973).

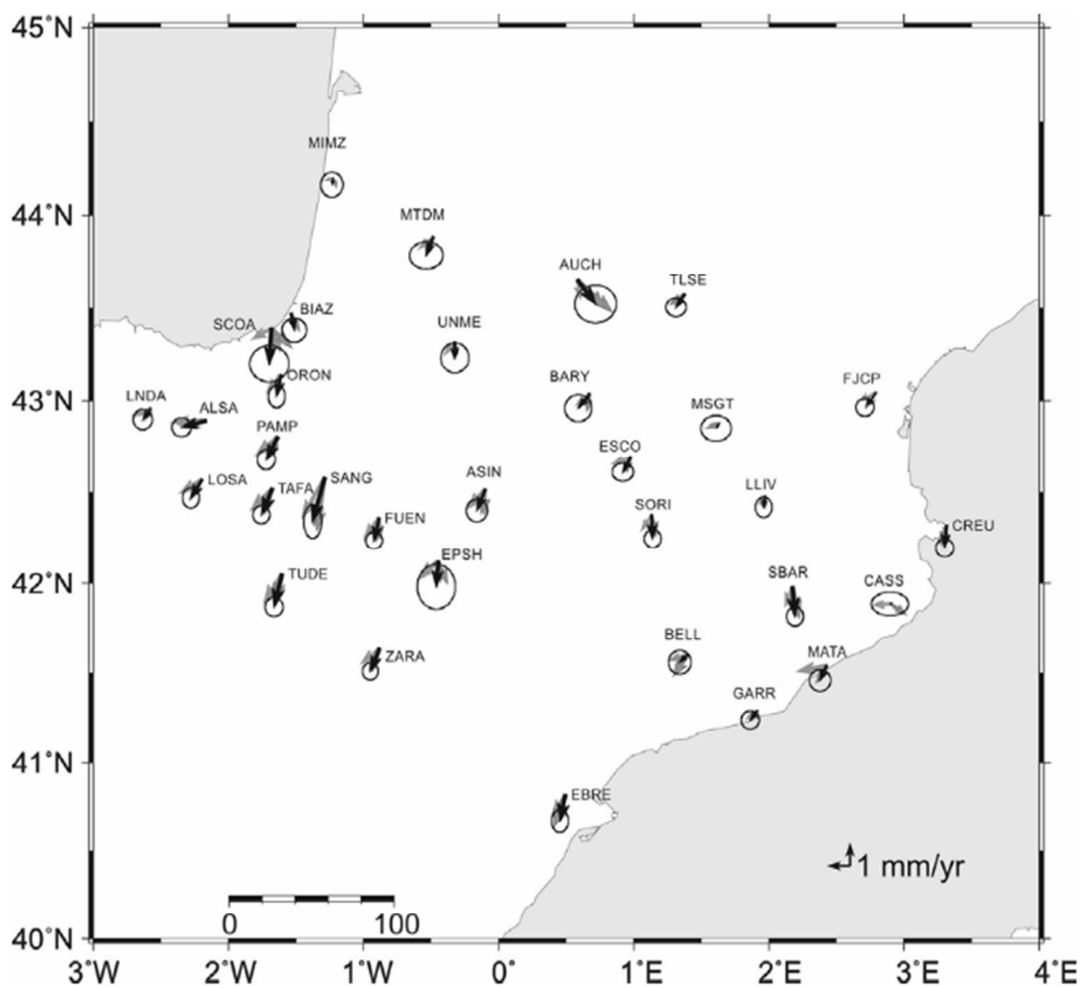
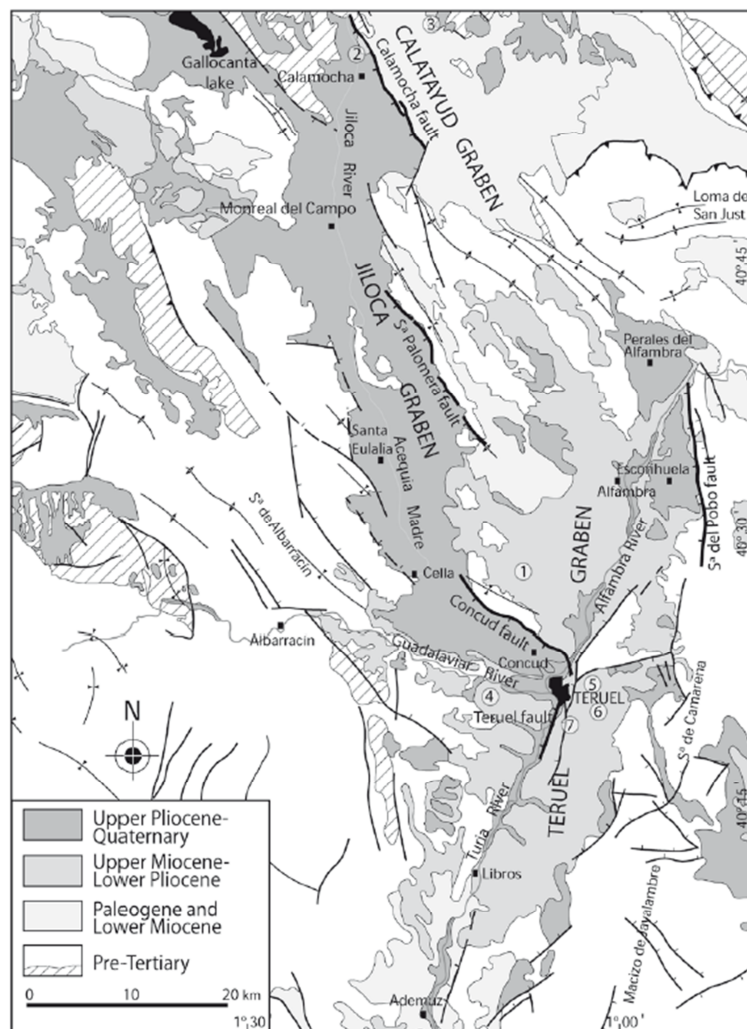


Figura 5.15 Comparación de las velocidades obtenidas con diferentes ventanas temporales con la señal anual eliminada. En negro se muestran los vectores de la velocidad y errores obtenidos en este estudio (3,5 años) con un 95% de confianza. En gris vectores de las soluciones para 2,5, 2,9 años y todas las observaciones disponibles entre 2005 y 2011.

5.5.4 Esfuerzos activos en la Cadena Ibérica

La inversión de los mecanismos focales en la Cadena Ibérica revela que es la zona más extensional, en la que fallas normales NW-SE actúan como las principales directrices de la cadena actualmente al igual que durante el rift Mesozoico. Los epicentros se alinean según esta orientación (Figura 5.3). Esta extensión se superpone a la generada durante el Plioceno relacionada con la apertura del Surco de Valencia (Simón-Gómez, 2004). Los mecanismos focales incluidos en este trabajo están localizados principalmente en la región de la Fosa de Teruel donde además hay numerosas muestras de actividad tectónica reciente (Simón-Gómez *et al.*, 2012) (Figura 5.16) y en la terminación sur de la cadena. Además hay actividad documentada en la región del Maestrazgo, donde predominan las fallas normales NE-SW compartimentadas por fallas WNW-ESE (Simón-Gómez *et al.*, 2012).



*Figura 5.16 Mapa geológico de las fosas del Jiloca y de Teruel. Las líneas gruesas representan fallas extensionales activas. Números: lugares relevantes donde se han calculado tasas de desplazamiento a partir de marcadores bien conocidos. Tomado de Simón-Gómez *et al.* (2012).*

5.5.5 Esfuerzos activos en el norte de Argelia

En las montañas del Tell, la solución aparece muy constreñida. Al incrementarse el coeficiente de fricción se favorece el intercambio entre σ_2 y σ_3 en condiciones de desgarre. Casi todas las fallas son neoformadas y perpendiculares a S_{hmax} (Figura 5.9).

5.5.6 Esfuerzos activos en la zona de las Béticas – Alborán – Rif

En la zona de Béticas-Alborán-Rif, la inversión no es sencilla y el resultado no es un único tensor, por la superposición de al menos 3 soluciones mecánicamente incompatibles. La solución promedio indica un régimen de extensión uniaxial ($R = 0.72$) donde σ_1 y σ_2 aparecen muy próximos a los 45° . Siguiendo el procedimiento de Monte Carlo (muestreo con reemplazamiento), se demuestra que esta orientación es debida al intercambio entre ambos ejes, cuya magnitud es muy similar. En esta situación únicamente la orientación de σ_3 es significativamente desde el punto de vista tectónico. Al igual que en el caso de Iberia Oriental, cuando se incrementa el coeficiente de fricción, σ_1 se aproxima a la vertical y facilitando así el intercambio entre σ_1 y σ_2 . Según el círculo de Mohr, tanto fallas reactivadas como neoformadas están involucradas en la deformación, con mucha variedad de orientaciones, pero sobre todo concentrado en fallas normales con orientación NW-SE y desgarres lateral derecho (Figura 5.8).

Los errores obtenidos son moderados (Tabla 5.1), los ajustes para los menores errores (20° y 15°) se asocian con tensores muy similares ($R = 0.73$ y 0.7 respectivamente). Sin embargo estas soluciones únicamente explican la mitad de los mecanismos incluidos en la población. De nuevo σ_1 y σ_2 aparecen con ángulos intermedios de inmersión. La misma tendencia se observa al modificar el coeficiente de fricción, donde los coeficientes bajos favorecen el movimiento de desgarre (Figura 5.9). En este caso, la mejora del ajuste de la solución reduce el error en la orientación de σ_3 , pero no en la de σ_1 y σ_2 . Este comportamiento es el típico cuando R está próximo a 1 o a 0, y sólo una de las orientaciones de los ejes puede ser determinada, permitiendo que las otras dos no queden constreñidas en un plano perpendicular.

El resto de la población, con un error mayor de 20° puede ser subdividido en fallas normales e inversas. La subpoblación de fallas inversas (13 mecanismos, 5D) resulta una buena solución. La tendencia es de desgarre, próximo a compresión uniaxial que activa fallas inversas y desgarres simultáneamente. La orientación de σ_1 es próxima a N-S, por lo tanto perpendicular a los cabalgamientos E-W y ENE-WSW, y a los grandes pliegues kilométricos presentes en la región.

Los mecanismos focales restantes (población 5E) sólo ajustan, con un error aceptable, a una extensión casi radial. Así no se puede descartar la posibilidad de la existencia de varias extensiones uniaxiales con distintas orientaciones de σ_3 .

Como se puede ver, los mecanismos focales en la región Béticas-Alborán-Rif muestra una gran variabilidad, en la que se pueden ver todo tipo de deformación, desde fallas normales puras a inversas puras, lo que sugiere la actividad de fallas neoformadas y reactivadas bajo distintos tensores y permutaciones de los ejes de esfuerzos. Esto se puede asociar a la interacción entre distintas fallas y a variaciones locales en zonas de deformación distribuida (Stich *et al.*, 2006). Dentro de esta heterogeneidad, la tendencia regional es que los eventos extensionales se concentran en la región NW, mientras que los desgarres y ocasionalmente inverso se localizan en la zona SE. Esta tendencia se observa en los mapas de k' . Para analizar esta hipótesis se han invertido dos poblaciones bien constreñidas: los mecanismos de la Cuenca de Granada y en las Béticas Centrales (5H) (Figura 5.17a), donde extensión triaxial y radial está documentada durante el Cuaternario (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1993, 1999) y la serie de Alhucemas en 2004, en el Rif oriental (5F) (Figura 5.17b). La inversión de esta población indica un régimen de desgarre con la misma orientación de S_{hmax} que la media de las Béticas N155°E). Por el contrario, en la Cuenca de Granada la inversión muestra extensión triaxial ($R = 0.22$) donde S_{hmin} está orientado según N120°E que activa fallas normales E-W y NW-SE. Aunque con este valor de R , σ_2 no queda bien definido, la orientación de los planos coincide con las fallas identificadas con actividad cuaternaria, lo que hace pensar en una variación local de S_{hmax} .

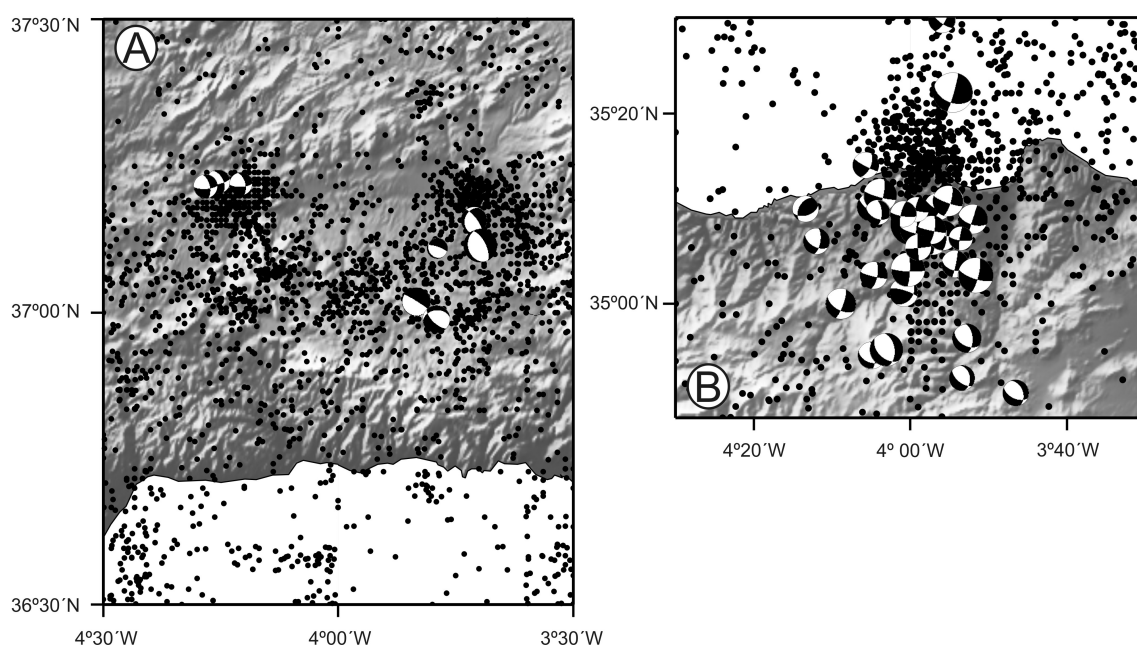


Figura 5.17 a) Distribución de epicentros y mecanismos focales en la Cuenca de Granada. b) Mecanismos focales de la serie de Alhucemas (26 de Mayo de 2004) y sus réplicas.

Fuera de la Cuenca de Granada, los mecanismos focales de las Béticas ajustan con un régimen de desgarre próximo a la extensión uniaxial, lo que se puede relacionar con un gradiente N-S del tipo de esfuerzos o con un efecto local relacionado con la topografía de la cadena, asociado con la reciente extensión cortical y el desarrollo de cuencas Neógenas-Cuaternarias como la de Granada.

Se ha estudiado la variación del régimen de esfuerzos con la profundidad. Para extraer una subpoblación, se han seleccionado terremotos que no están asociados a procesos superficiales que pueden tener error de localización, sobre todo en la vertical. Con un límite de 15 km, obtenemos una población de 14 mecanismos (5G), cuya inversión resulta en un desgarre puro, lejos de la extensión uniaxial obtenida para la inversión de la zona, con una orientación similar de S_{hmax} (N149°E). Este tipo de permutaciones de esfuerzos se pueden relacionar con rebote elástico y acomodación de bloques (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1999) y variaciones del acoplamiento mecánico a lo largo del desgarre que induce cambios en la dirección de extensión (Angelier *et al.*, 2004). En este caso, los mecanismos focales de falla inversa generan una solución en la que S_{hmax} rota en el sentido de las agujas del reloj desde la solución promedio, donde la solución de las fallas normales rota en sentido antihorario.

En los estudios de paleoesfuerzos y esfuerzos actuales en la Cuenca de Granada (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1999) las permutaciones son frecuentes entre σ_1 y σ_2 , e incluso σ_3 , desde la vertical hasta la horizontal, lo que ha sido interpretado como cambios periódicos entre los regímenes de extensión, desgarre e incluso inversión en periodos cortos de tiempo (Reicherter y Peters, 2005).

Estas diferencias de régimen de esfuerzos podrían no indicar la existencia de sucesivas fases tectónicas en las Béticas y el Rif (Medina, 1995; Galindo-Zaldivar *et al.*, 1999), lo que simplificaría el esquema evolutivo. Es complicado relacionar la evolución de los esfuerzos locales de los distintos sectores, lo que podría ser consecuencia de la deformación continua que produce esta variedad de esfuerzos. Los nuevos resultados sugieren que en áreas de corteza continental relativamente más gruesa, relacionado con una importante topografía, con respecto con las regiones continentales próximas, como las Béticas Centrales, Alborán, y Rif Occidental, la extensión domina en la corteza superior como resultado de colapso gravitacional. Mientras que en zonas continentales/oceánicas como el Tell o en aquellas con poca expresión topográfica, como el Golfo de Cádiz, dominan los esfuerzos compresivos.

Los resultados propuestos por De Vicente *et al.* (2008) y este trabajo indican que esta permutación es simultánea y que las fases tectónicas, con resultados homogéneos de la inversión, puede ser inadecuado.

Las fallas NW-SE y E-W han sido activas desde el Plioceno (Alfaro *et al.*, 2011) simultáneamente al desarrollo de pliegues de gran radio (Galindo-Zaldivar *et al.*, 2003). La extensión uniaxial calculada ajusta con la idea de que la fase compresiva en las Béticas acaba durante el Mioceno Superior.

De Vicente y Vegas (2009) proponen que en la zona oriental de Iberia y Marruecos, donde el dominio de Alborán no ha llegado todavía existe acoplamiento mecánico entre ambas placas y que este proceso debe ser simultáneo al colapso extensional en las Béticas lo que impide la transmisión efectiva de los esfuerzos hacia el antepaís. Así, el orógeno Bético-Rifeño puede considerarse como un desacoplamiento por medio de cambio reológicos, por calentamiento, dentro del dominio de Alborán. El resto de la convergencia iniciada hace 9 Ma parece estar distribuida en una zona muy amplia, entre el anti-Atlas y los Pirineos, por lo que el límite de placas no resulta claro.

El incremento de la extensión en superficie, junto con la compresión activa en el Golfo de Cádiz y el Tell son hechos a tener en cuenta los próximos modelos tectónicos.

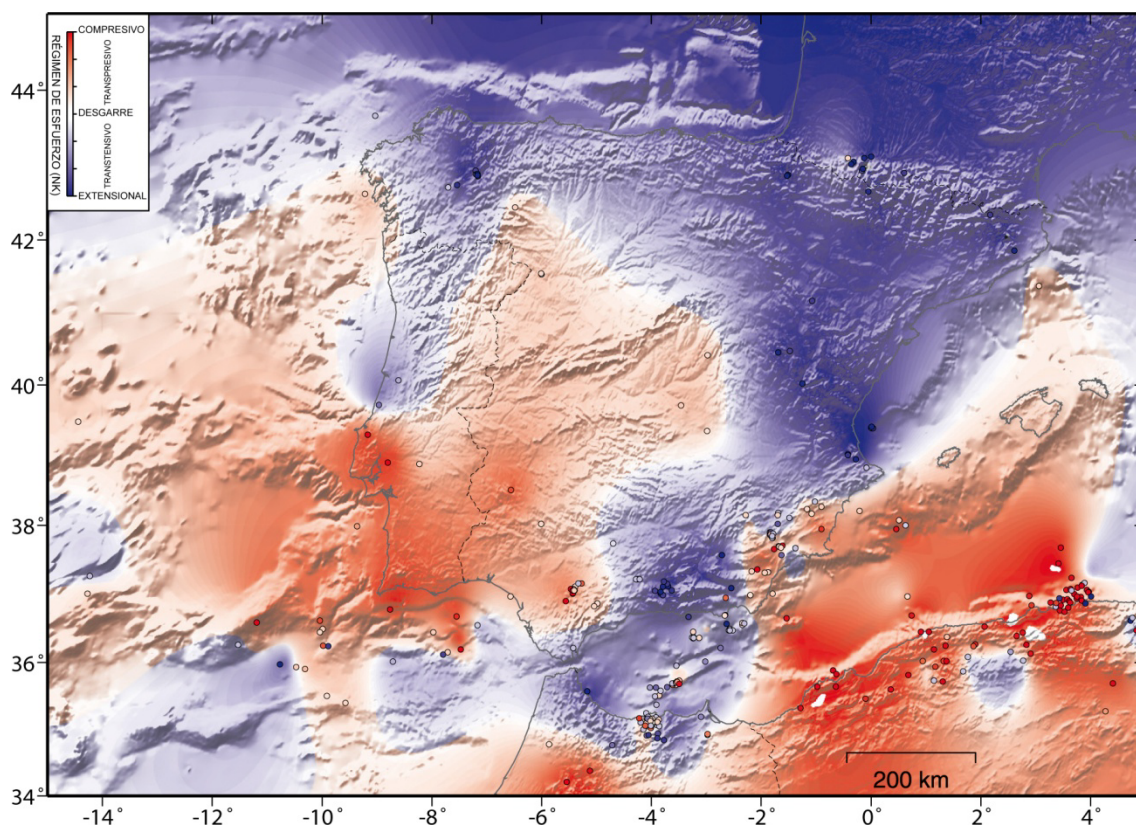
Ruiz-Constan *et al.* (2011) sugieren a partir del análisis de mecanismos focales, que la sismicidad en las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán puede ser interpretada como consecuencia de una subducción remanente que ha evolucionado a colisión continental, en el contexto de la convergencia NW-SE entre Eurasia y África.

5.6 Evolución del catálogo: 2012 y 2015.

En los últimos años se han registrado nuevos terremotos que se han ido incluyendo a nuestra base de datos. En 2012, Muñoz-Martín y colaboradores presentaron la primera actualización del mapa de factor de forma (k') y de dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey). Además de los catálogos utilizados anteriormente y que han sido actualizados, se han incluido los mecanismos focales del terremoto de Benavente (Portugal) de 1909 y $M_w=6.0$ (Stich *et al.*, 2005) y Escopete (Guadalajara) en 2007 de $M_w=4.1$ (Carreño *et al.*, 2008).

En el mapa de régimen de esfuerzos de 2012 se observa como el límite entre la placa Europea y Africana permanece muy similar al publicado en 2008, aunque aparece una zona extensional al sur del Golfo de Cádiz, pero que únicamente tiene en cuenta un único mecanismo focal. El antepaís ibérico aparece en colores rojizos, pero con valores muy próximos al desgarre. Estos valores los toma de los mecanismos focales de El Romeral (Toledo), Pedromuñoz (Ciudad Real) y Escopete (Guadalajara). El campo de desgarre se extiende hacia el norte enlazando con los mecanismos de Muelas del Pan (Zamora) y del Bierzo (Figura 5.18).

La orientación del máximo acortamiento en la horizontal (Dey) resulta congruente con las principales estructuras geológicas activas, así como con los tensores calculados. Los nuevos mecanismos focales muestran una dirección de acortamiento muy consistente con los datos previos (Giner-Robles *et al.*, 2012). La comparación de estos vectores con las orientaciones de los vectores de desplazamiento horizontal calculados a partir de GPS es en general muy buena. Las principales discrepancias se observan en zonas como las Islas Baleares, donde no hay datos de mecanismos focales calculados mediante el tensor de momento sísmico y donde los resultados de los distintos autores también presentan discrepancias (Figura 5.19).



*Figura 5.18 Mapa del régimen de esfuerzos activos de la Península Ibérica interpolado a una malla regular de 10' de grado. El régimen de esfuerzos se ha representado mediante el valor normalizado del parámetro k' . Datos a 31 de Diciembre de 2011. Muñoz-Martín *et al.*, 2012.*

La última actualización realizada antes de completar este trabajo es de final de abril de 2015. En la misma se incluyen los eventos del catálogo del IGN, además de los publicados por Chevrot *et al.* (2011) y Morales *et al.* (2014) (Figura 5.20 y Figura 5.21).

Durante el periodo de tiempo 2012-2015 dos series sísmicas fueron registradas en la Península Ibérica: la de Sabiote-Torreperogil y la del norte del Golfo de Valencia. En el caso de la serie de Sabiote-Torreperogil más de 7000 eventos de baja magnitud ($-0.8 < m_d < 3.9$), con un terremoto de $M_w = 3.7$ el 5 de febrero de 2013, cuyo mecanismo focal es de desgarre. Distintos autores han estudiado esta serie sísmica y proponen un plano de falla distinto como el

generador de terremoto. Mientras que Morales et al. (2014) sugieren el plano N-S como el causante del terremoto, Pedrera y colaboradores (2013) proponen el plano E-W. El Modelo de Deslizamiento muestra como más probable mecánicamente el plano E-W con una dirección de acortamiento N150°E, coherente con la regional calculada.

La serie del norte del Golfo de Valencia (octubre de 2013) registró ocho mecanismos focales en el catálogo del IGN, siendo siete de ellos normales direccionales y sólo uno direccional inverso. En los trabajos de Simón-Gómez et al. (2012) y Perea et al. (2012) se aprecia que aunque la mayoría de la actividad se asocia a fallas NE-SW existen evidencias de planos NW-SE, siendo ambas orientaciones compatibles con el régimen de esfuerzos actuales y por tanto susceptibles de generar terremotos. Tanto la orientación de máximo acortamiento como el factor de forma obtenido son totalmente compatibles con los calculados previamente.

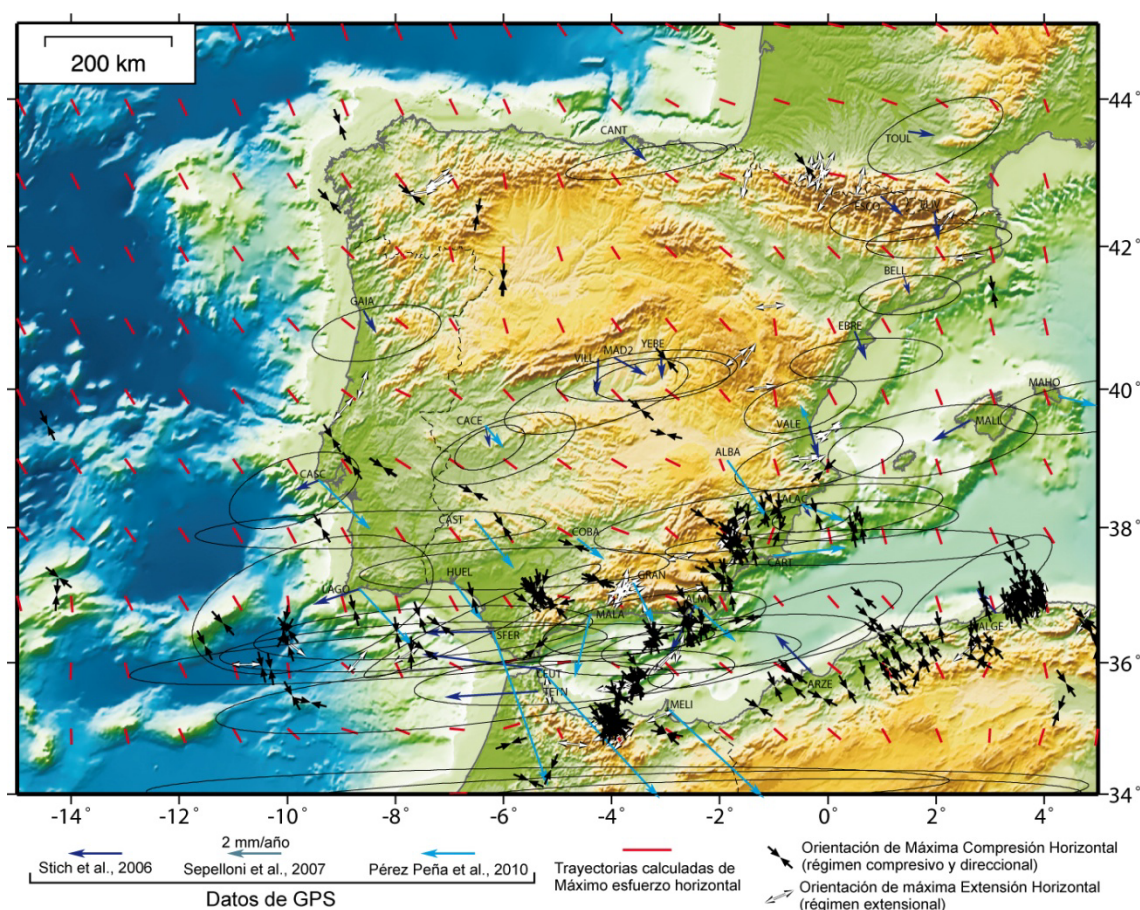


Figura 5.19 Mapa de esfuerzos activos de la Península Ibérica. Las flechas negras indican la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), para regímenes compresivos y de desgarre. Las flechas blancas indican la dirección de extensión horizontal (Dex) para regímenes extensionales. Las flechas de colores indican el desplazamiento horizontal calculado de Iberia respecto África por diferentes autores, con las elipses de error estimadas. Datos a 31 de Diciembre de 2011. Muñoz-Martín et al., 2012.

El terremoto de Ossa de Montiel (Albacete) el 23 de Febrero de 2015 ayuda a definir la zona de desgarre del antepaís Ibérico, manteniendo la dirección de acortamiento.

En Pirineos los nuevos datos apoyan la extensión perpendicular a la cadena, al menos en la zona Central y Occidental de la cadena (Chevrot *et al.*, 2011).

Las medidas de GPS publicadas por Gárate *et al.* (2014) muestran unas elipses de error muy pequeñas. En general los vectores de desplazamiento resultantes tienen orientaciones muy similares a las obtenidas a partir de los mecanismos focales, sobre todo en el antepaís Ibérico, donde la diferencia entre las estaciones GPS del proyecto TopoIberia y los datos puntuales de mecanismos son casi coincidentes, como por ejemplo la estación de Villardeciervos en Zamora (CIER) y los mecanismos de Muelas del Pan y El Bierzo o la estación de Segura de León (CAST) y el mecanismo de la falla de Zufre (Badajoz). En la Cadena Ibérica y Pirineos los datos de GPS muestran extensión perpendicular a la topografía. Por su parte en las Béticas domina el movimiento E-W asociado al movimiento del Dominio de Alborán

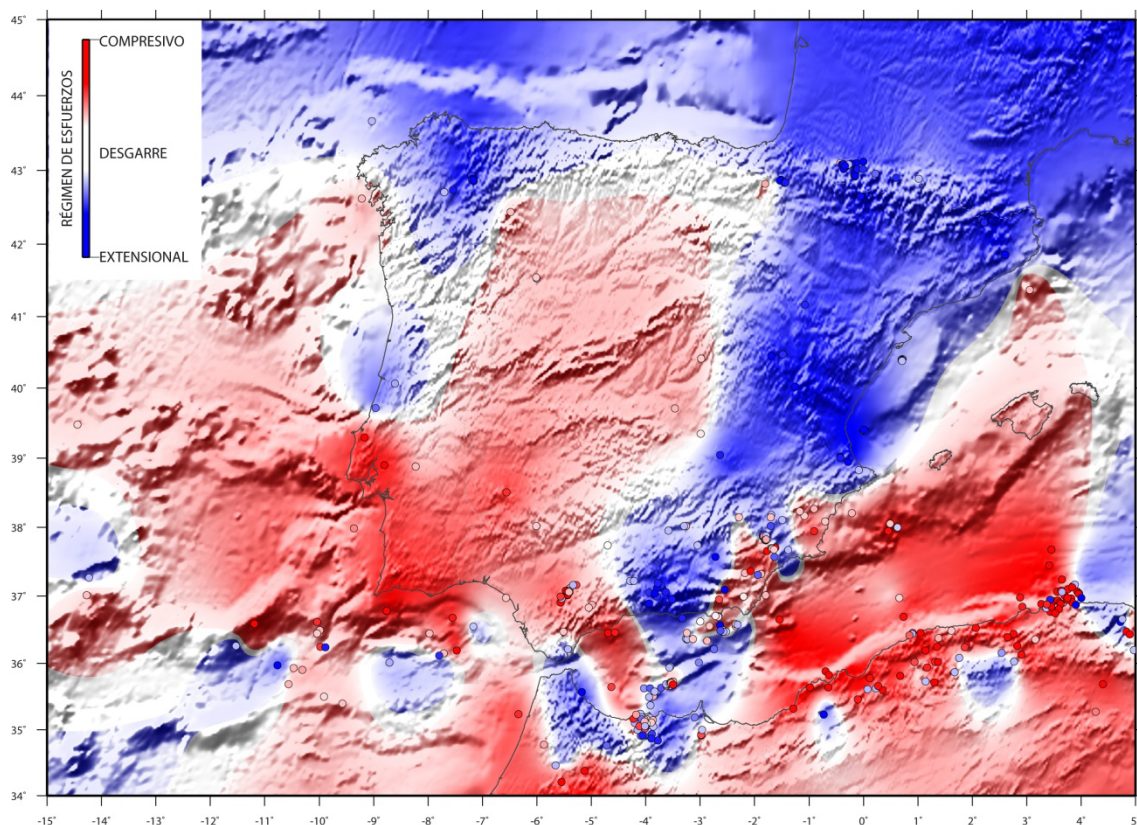


Figura 5.20 Mapa del régimen de esfuerzos activos de la Península Ibérica interpolado a una malla regular de 10' de grado. El régimen de esfuerzos se ha representado mediante el valor normalizado del parámetro k' . Datos a 30 de Abril 2015.

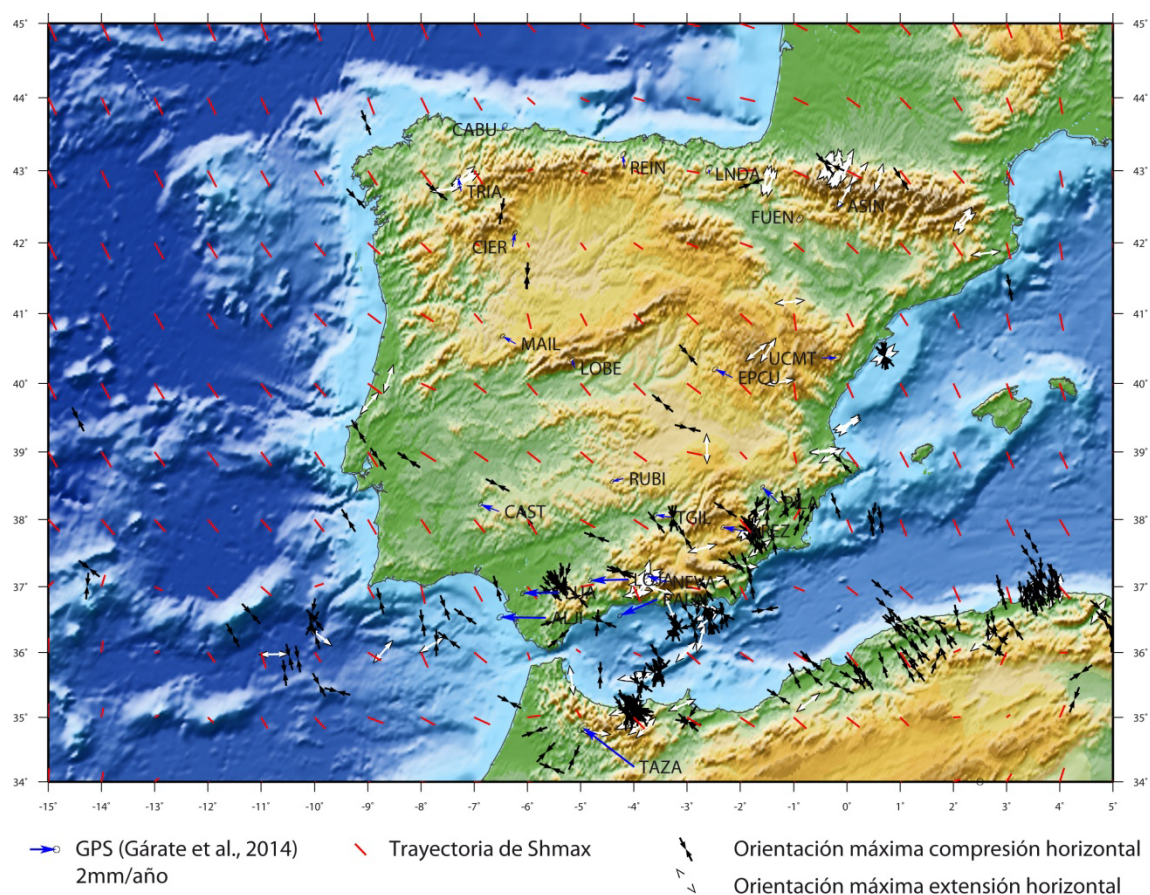


Figura 5.21 Mapa de esfuerzos activos de la Península Ibérica. Las flechas negras indican la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), para regímenes compresivos y de desgarre. Las flechas blancas indican la dirección de extensión horizontal (Dex) para regímenes extensionales. Las flechas de colores indican el desplazamiento horizontal calculado de Iberia respecto África por diferentes autores, con las elipses de error estimadas (Gárate et al., 2014). Datos a 30 de Abril de 2015.

5.7 Conclusiones

La inversión de esfuerzos a partir de poblaciones de mecanismos focales calculados mediante el tensor momento sísmico en la Península Ibérica proporciona unos resultados de mayor calidad que las obtenidas previamente mediante mecanismos calculados mediante la polaridad de las ondas P. Estos mecanismos usan toda la información del registro de la onda, lo que reduce intrínsecamente las ambigüedades en las fuentes de redes regionales, lo que reduce el número de fuentes más allá del propio mecanismo.

El error “slip” de las poblaciones seleccionadas es menor de 17°, excepto en la población Béticas-Alborán-Rif, donde es de 28°. En esta zona aparecen soluciones mecánicamente incompatibles y hay que diferenciar subpoblaciones en las que el error es inferior a 14°.

A lo largo del límite de placas entre Europa y África el tipo de esfuerzos cambia progresivamente hacia el este desde extensión triaxial a compresión uniaxial, desde la Dorsal de

Terceira, la Falla de Gloria y el Golfo de Cádiz. Además se observa una rotación en sentido horario de la dirección de acortamiento desde N132°E hasta N162°E. Ambas tendencias se rompen en el dominio de las Béticas-Alborán-Rif donde domina la extensión uniaxial en la que S_{hmax} es N150°E (Figura 5.22 y Figura 5.23).

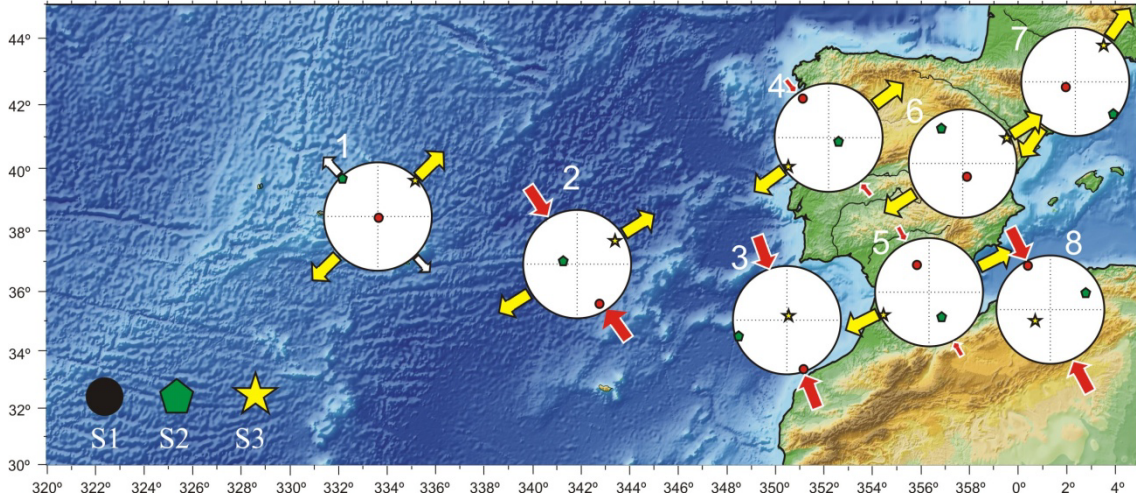


Figura 5.22 Modelo digital del terreno y batimetría del límite occidental entre las placas Europea y Africana con las proyecciones estereográficas (hemisferio inferior, igual ángulo) de los ejes de esfuerzo de los tensores invertidos en las diferentes regiones estudiadas: 1, Dorsal de Terceira; 2, Falla de Gloria; 3, Golfo de Cádiz; 4, Iberia Occidental; 5, Béticas, Alborán y Rif; 6, Cadena Ibérica; 7, Pirineos; y 8, Argelia septentrional. Las flecha rojas se corresponden con la compresión y las amarillas extensión. El tamaño de las flechas está escalado con el valor de R .

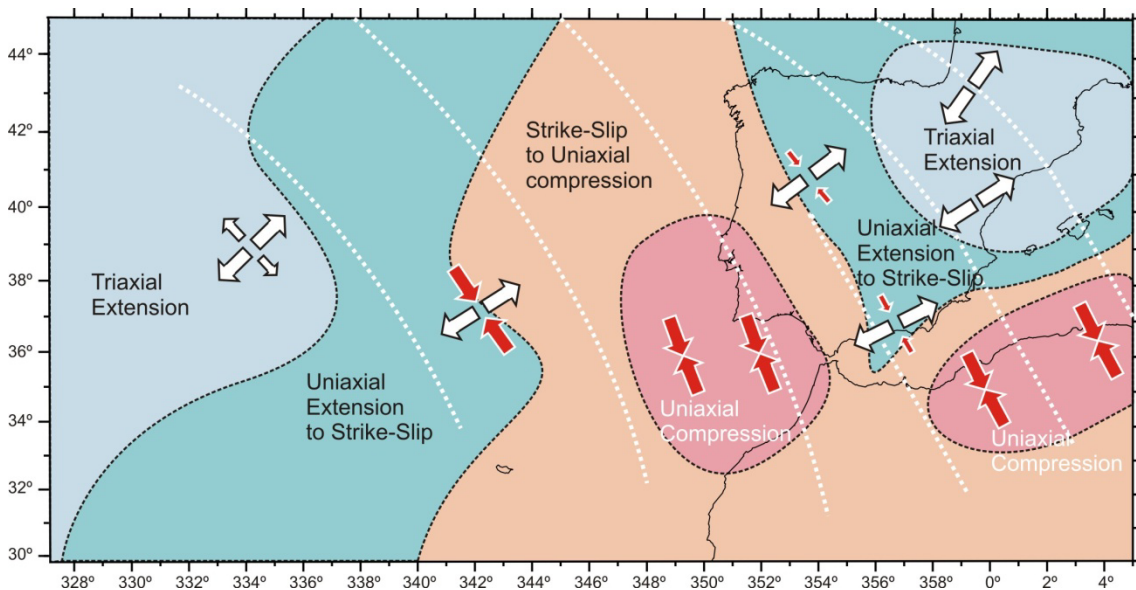


Figura 5.23 Interpretación de los regímenes de esfuerzos en el límite de placas entre Europa y África en su sector occidental. Las flecha rojas se corresponden con la compresión y las amarillas extensión. El tamaño de las flechas está escalado con el valor de R . Las líneas blancas son una extrapolación de las trayectorias de S_{hmax} .

En el antepaís Ibérico la extensión aumenta desde el sur hacia el norte y de oeste a este, así en la región NE de la Península Ibérica domina la extensión triaxial, mientras que en la zona SW se ha determinado un régimen de compresión uniaxial. La parte occidental del Sistema Central, las Sierras de Montejuto y Sintra, presenta una actividad compresiva con cabalgamientos recientes NE-SW. Desde el Plioceno, en la parte este de la Península Ibérica, los sistemas montañosos muestran actividad con la misma tendencia, como el Cabalgamiento de Guadalupe (Álvarez *et al.*, 2004), por lo que parece claro que la orientación de la máxima compresión se ha mantenido constante desde el Plioceno y que la extensión ha migrado hacia el oeste desde este momento hasta la actualidad. Este proceso debe haber sido simultáneo con el colapso extensional en las Béticas, lo que evita la transmisión efectiva de esfuerzos compresivos hacia el antepaís. Así el periodo neotectónico en el antepaís Ibérico se ha de incrementar hacia el oeste. En la región próxima a la costa atlántica los esfuerzos tectónicos permanecen constantes durante decenas de millones de años.

Los tipos de esfuerzos en los Pirineos y el tipo de actividad neotectónica para variar en función de la escala de observación. Mientras que a escala regional, los mecanismos focales calculados mediante el tensor de momento sísmico muestran claramente extensión perpendicular a la cadena, estudios más recientes de GPS y a escala de afloramiento revelan la zonación de esfuerzos en la cadena. Mientras que en las zonas con elevada topografía prevalece la extensión asociada probablemente a compensación isostática en las zonas menos elevadas se han reactivado estructuras compresivas.

La zona más compleja es la que se ha denominado como Béticas-Alborán-Rif. En dirección NE-SW, la sismicidad se concentra, y la extensión se concentra hacia el norte y hacia zonas más superficiales (Figura 5.24). En profundidad, la importancia de los desgarres y la distribución de la sismicidad hacen pensar en una zona con movimiento lateral derecho que conecta el Golfo de Cádiz y Tell, regiones en las que domina la compresión uniaxial. Sin embargo, en las Béticas el tensor dominante es de extensión uniaxial, y la existencia de compresión uniaxial parece descartar, como ya había sido demostrado por estudios previos.

El análisis de las trayectorias de esfuerzos queda muy bien definido a lo largo del límite de placas, donde existe gran cantidad de datos. En el resto de la Península poco a poco se va aumentando el número de registros. La rotación de los esfuerzos en sentido horario de S_{hmax} desde la Dorsal de Terceira, la Falla de Gloria y el Golfo de Cádiz, junto con la orientación en el Tell, la Cadena Ibérica e Iberia Occidental impone una trayectoria de esfuerzos en abanico sobre las Béticas, que es consistente con la presencia de esfuerzos extensionales en dicha zona (Figura 5.25).

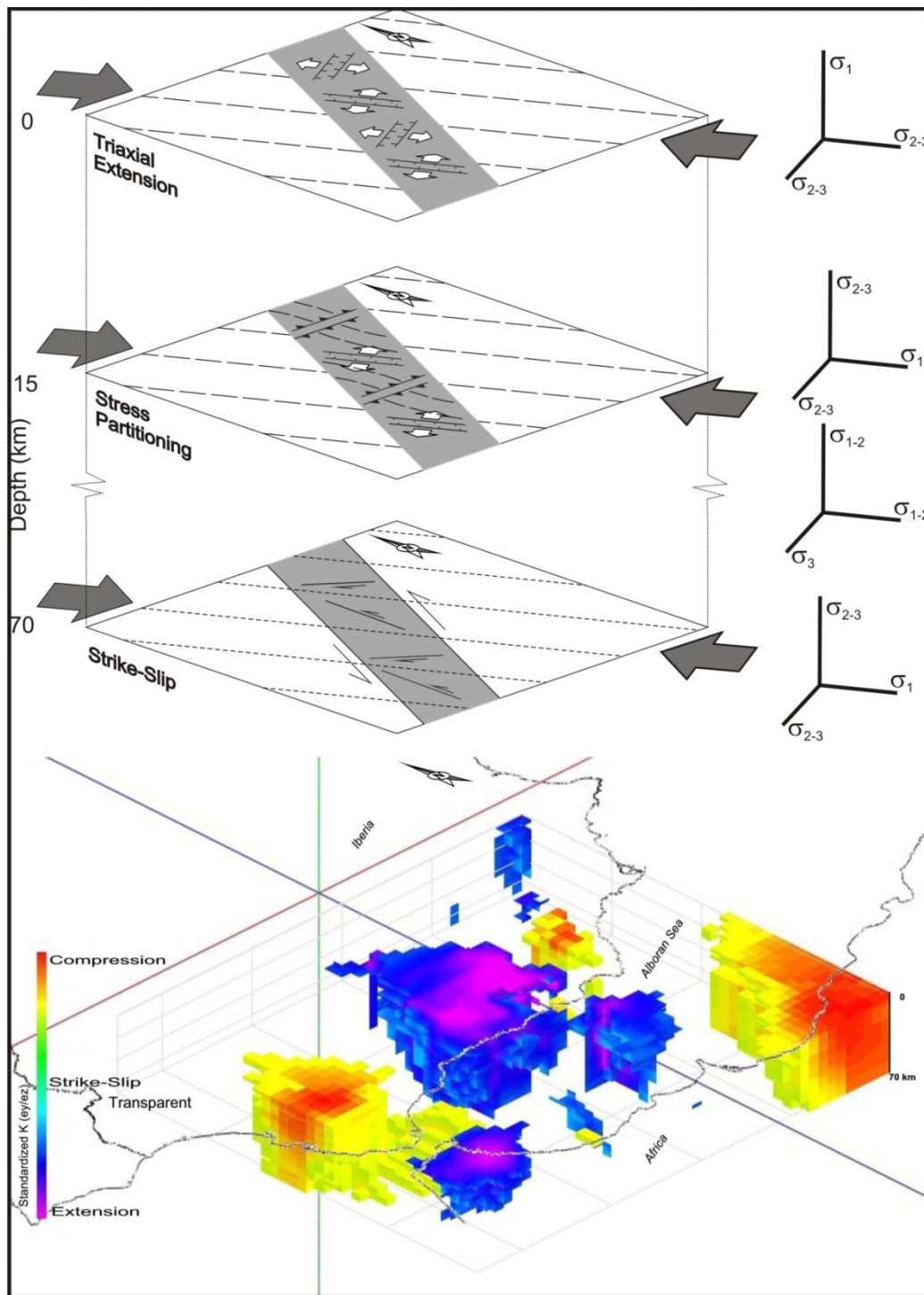


Figura 5.24 a) Esfuerzos tectónicos deducidos en superficie, a 15 km de profundidad y a 70 km en la región de las Béticas-Alborán-Rif. (b) Variación en profundidad de los valores de k' en la misma zona.

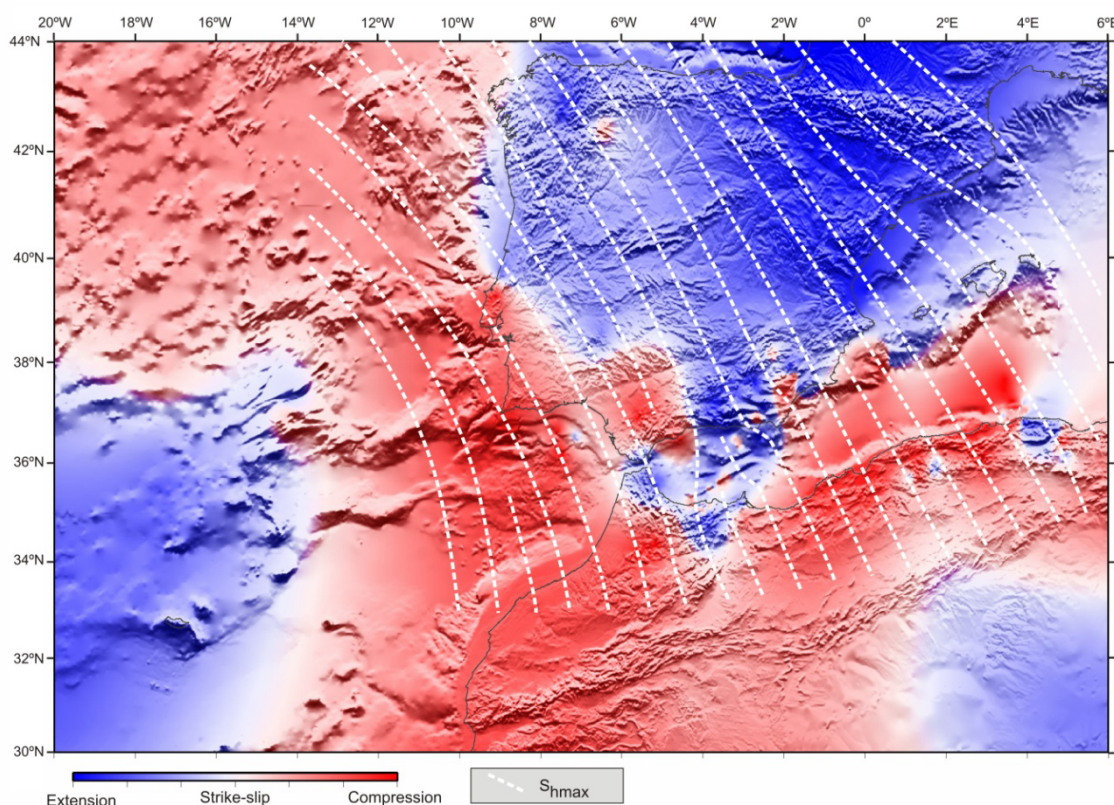


Figura 5.25 Trayectorias de esfuerzos activos en la Península Ibérica y valores de k' normalizados. El color azul representa extensión y el rojo compresión.

Este tipo de aproximación se ha revelado como muy importante para la creación de modelos de zonas sismogénicas. El último modelo propuesto para la Península Ibérica y áreas circundantes (Modelo COMISIÓN, <http://info.igme.es/zesis/#>) (García-Mayordomo, 2015) incluye los datos de orientación de S_{hmax} así como la variaciones del régimen de esfuerzo calculados en los trabajos de De Vicente *et al.* (2008) y Olaiz *et al.* (2009). La inclusión de estos aspectos hace que, aunque el método de cálculo se complique, la zonificación sea mucho más completa ya que la estructura cortical queda mucho mejor definida, al ser consideraciones que no quedaban del todo reflejadas con el resto de parámetros. El autor ha revisado los resultados del análisis cinemático de las fallas en cada zona y se ha estimado un modelo de rotura que se ha comparado con los resultados obtenidos mediante el análisis de mecanismos focales. En esta nueva versión se ha modificado la geometría de varias zonas, por ejemplo se ha dividido la Cadena Ibérica en dos regiones. Esta división se puede observar en el mapa de factor de forma, donde la zona de Demanda-Cameros aparece como una zona extensional-desgarre, mientras que la zona sur de la cadena es claramente extensional.

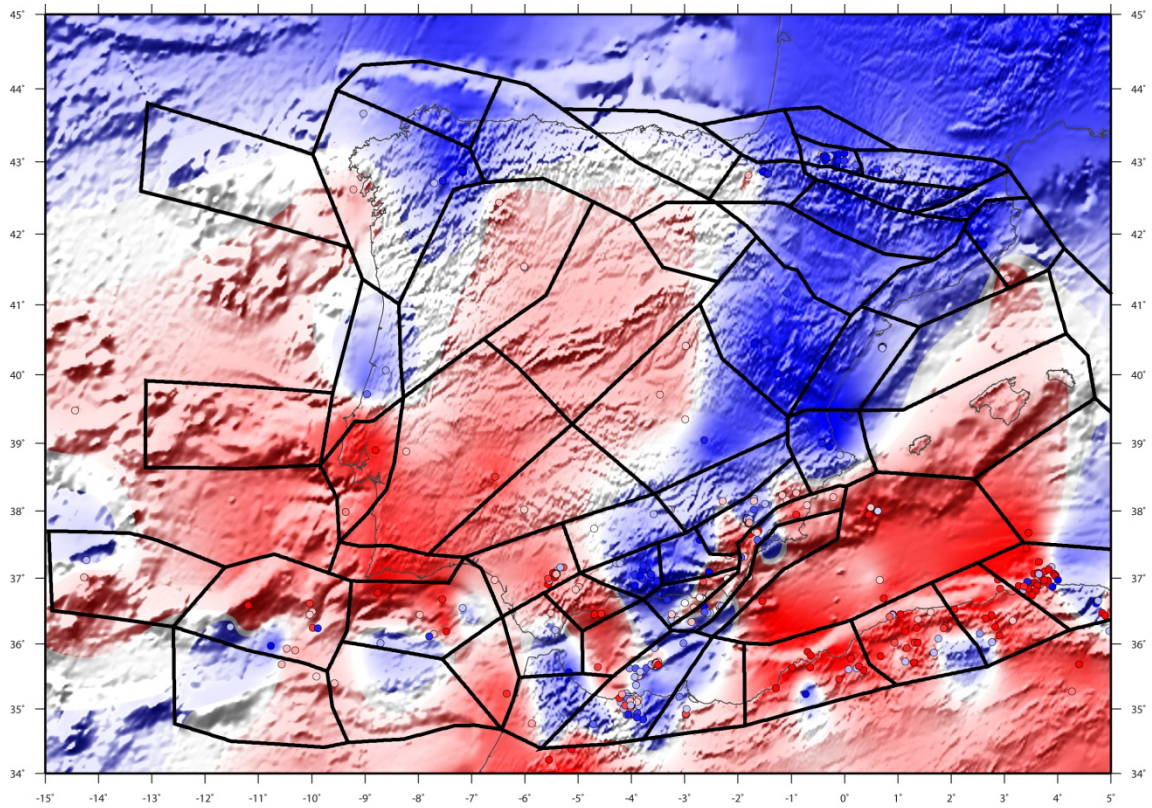


Figura 5.26 Mapa de factor de forma (k') actualizado en Abril de 2015. Los polígonos representan las zonas sismogénicas del modelo COMISIÓN (García-Mayordomo, 2015).

CAPÍTULO 6

ESFUERZOS EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN: SUMATRA

6.1 Introducción y objetivos parciales

El término subducción fue utilizado por primera vez por Amstutz en 1951 cuando estaba estudiando en los Alpes, para explicar cómo pedazos de corteza oceánica están en contacto con el manto. La subducción es un proceso de primer orden en la dinámica terrestre, en el que el hundimiento de una placa litosférica fría en el manto es tomado por distintos autores como la fuente de energía más potente para que las placas se muevan, además de modificar la estructura térmica y química del manto, producir vulcanismo y los terremotos de magnitud más elevada (Lallemant y Funiciello, 2009).

En las zonas de subducción los sedimentos, la corteza oceánica y el manto litosférico vuelven a incorporarse al manto y se reequilibran con éste (Stern, 2002). Este proceso se produce en límites convergentes de placas, en los que corteza oceánica se hunde bajo corteza oceánica o continental. Las zonas de subducción se extienden por más de 55.000 km, frente a los 60.000 km de dorsal (Figura 6.1). Su localización viene marcada por la presencia de grandes fosas oceánicas en superficie así como por alineaciones de volcanes paralelos a la misma. En profundidad los terremotos asociados a la subducción pueden localizarse hasta más de 600 km. Este hecho requiere que las condiciones frágiles alcancen esta profundidad o que existan otras causas como cambios de fases minerales. La zona de subducción queda definida por un plano inclinado al que se asocia la sismicidad y que es denominado plano de Wadati-Benioff.

La geometría de estas zonas, la distribución espacial de los terremotos asociados y el hecho de que en estas zonas es donde los terremotos liberan mayor cantidad de energía (capítulo 3), hace que las zonas de subducción hayan despertado el interés científico desde el origen de la tectónica de placas. En el caso del estudio de la distribución de los esfuerzos, estas zonas son únicas para observar esta variación en profundidad ya que existen terremotos de suficiente magnitud distribuidas a lo largo de todo el plano de subducción y al mismo tiempo, los procesos generadores de estos terremotos son diversos.

En este capítulo se ha seleccionado la zona de subducción de Sumatra para estudiar la distribución de esfuerzos tanto en planta como en profundidad. Esta zona tiene la peculiaridad de ser una zona de convergencia oblicua, donde existe partición de la deformación. Es decir, la deformación se reparte entre estructuras puramente compresivas relacionadas a la fosa y de desgarre, en corredores de falla paralelos a la propia fosa. Esta distribución se puede observar en los mapas de mecanismos focales y tiene su representación en los mapas de factor de forma y de dirección de máximo acortamiento en la horizontal. A partir de dichos mapas se han agrupado los mecanismos focales en poblaciones y para posteriormente aplicar el modelo de deslizamiento y la inversión de esfuerzos. Los resultados de estas metodologías serán comparados con los obtenidos a partir del análisis de los datos puntuales.

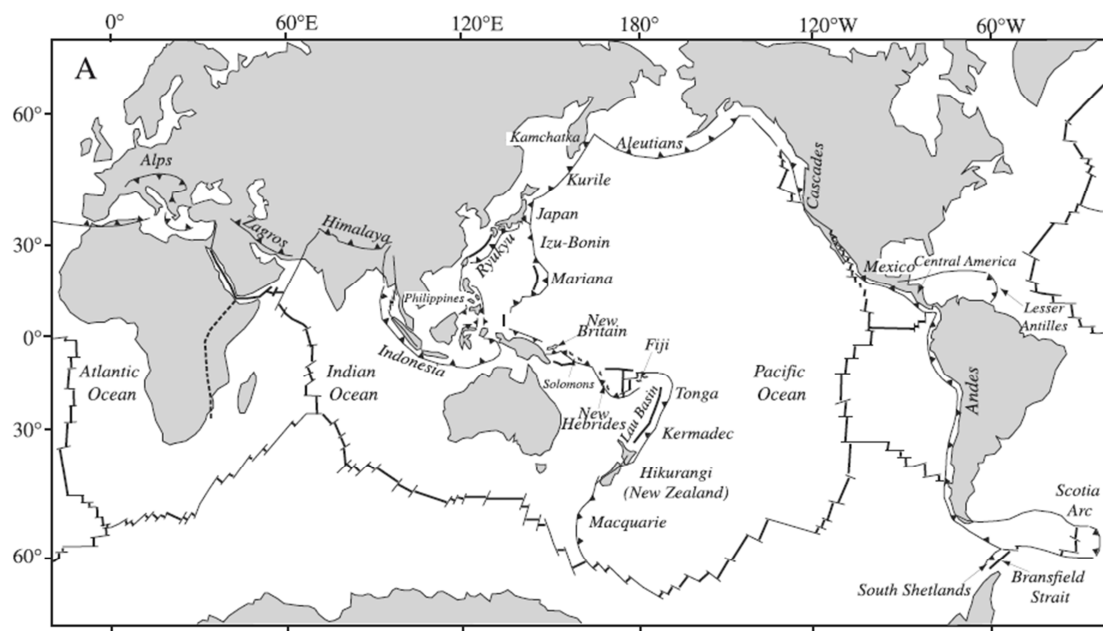


Figura 6.1. Zonas de subducción y límites de placas convergentes, así como las cuencas de trasarco activas más importantes. Tomado de Stern (2002).

6.2 Antecedentes y marco tectónico

6.2.1 Distribución de los esfuerzos en el plano de subducción

El primer estudio publicado explicando la distribución de esfuerzos de una forma global en las zonas de subducción fue el de Isacks y Molnar (1971). Estos autores hacen un estudio de todas las zonas subducción a partir de los mecanismo focales calculados hasta ese momento, que suelen estar localizados en la zona intermedia (> 70 km) y profunda (> 300 km) de la subducción.

Keary y colaboradores (2009) proponen, muy influenciados por los trabajos del grupo de Isacks y su modelo termo-mecánico (Isacks y Molnar, 1971), dividir la actividad sísmica

asociada a las zonas de subducción en cuatro regiones afectadas por distintos procesos (Figura 6.2):

- **Zona a (< 25 km)**: los sismos se producen como resultado del plegamiento de la litosfera y al comienzo del descenso de la placa que subduce. Estos procesos hacen que la parte superior de la placa litosférica esté en tensión, produciéndose terremotos de falla normal hasta unos 25 km de profundidad.
- **Zona b (25–70 km)**: los terremotos son característicos de una zona de cabalgamientos a lo largo del contacto entre ambas placas litosféricas.
- **Zona c (70 – 300 km)**: esta zona tiene una profundidad mayor que el grosor de la litosfera en la superficie y no están relacionados con los cabalgamientos en el techo de la placa que subduce. A esta profundidad los terremotos están asociados a la deformación interna de la placa que subduce que es fría y resistente. Así las reacciones metamórficas asociadas a la formación de eclogitas y deshidratación de la serpentinita, son el detonante de muchos de estos sismos, ya que se generan altas presiones de poros a lo largo de planos de falla preexistentes. Además es posible que el agua de mar llegue a estas profundidades y colabore en este proceso mediante la presencia de sobrepresiones de fluidos.
- **Zona d (< 300 km)**: los terremotos localizados en esta zona son el resultado de cambios de fase instantáneos de olivino a espinela y de enstatita a ilmanita. Este cambio de estructura se da a unos 400 km, pudiéndose alcanzar los 670 km excepcionalmente. A mayor profundidad la placa se comporta de manera superelástica y no se generan terremotos.

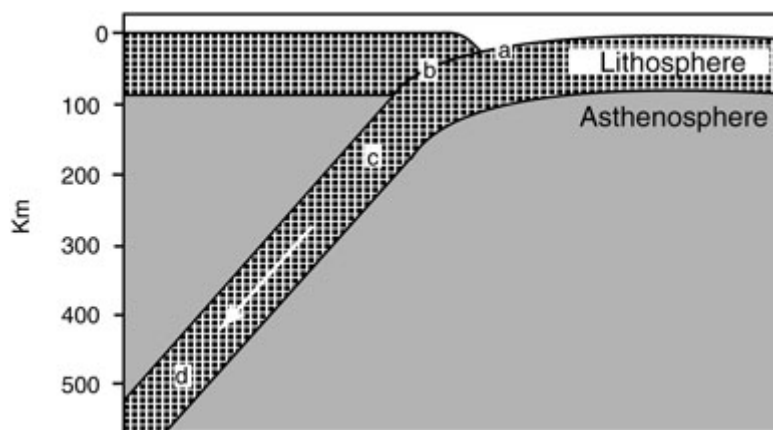


Figura 6.2 Perfil simplificado de una zona de subducción en el que se diferencian zonas con distintos mecanismos focales. Tomado de Keary et al. (2009).

A partir de la década de los 90, Christova publica diversos trabajos aplicando la metodología de la inversión de esfuerzos de poblaciones de mecanismos focales a distintas

regiones (Christova y Nikolova, 1998; Christova *et al.*, 2006, Christova, 2015). En el caso de la zona de subducción de las Kuriles, σ_1 es subhorizontal en las poblaciones someras mientras σ_3 tiene un buzamiento más alto muy similar al del plano de Benioff, lo que indica que las fuerzas dominantes son el empuje de la dorsal y la flotabilidad negativa de la placa que subduce (tracción de la placa). En profundidad los esfuerzos son más heterogéneos, lo que sugiere que existen otros procesos que interfieren con la subducción (Christova *et al.*, 2006, Christova, 2015). En el Arco Helénico por su parte, se observa que al aumentar la profundidad hasta los 200 km, disminuye el buzamiento de σ_1 y aumenta el buzamiento de σ_3 y el valor de R. Es decir en superficie dominan los procesos extensionales, como es ampliamente reconocido en estudios estructurales y cartográficos, mientras que en profundidad sugiere que el contacto con un manto caliente hace que dominen los esfuerzos compresivos. Los autores lo relacionan con un descenso en la carga horizontal que la placa superior ejerce sobre la inferior y al incremento de la flotabilidad negativa de la placa respecto el material que la rodea (Christova y Nikolova, 1998).

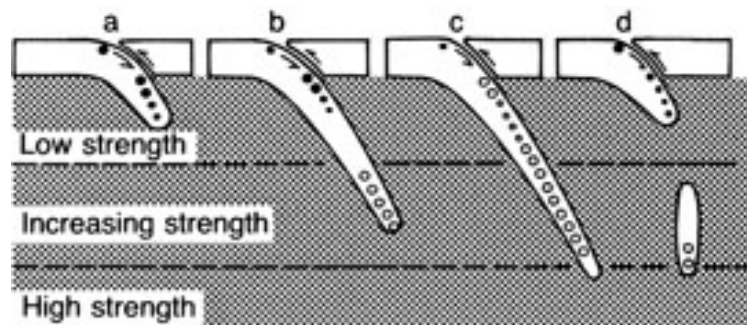


Figura 6.3 Distribución de los esfuerzos asociados en una zona de subducción. Los puntos sólidos son esfuerzos extensionales y los huecos compresivos. En a la placa comienza a subducir. En b y c la placa ofrece resistencia a ser subducida. En d un fragmento de la placa penetra en el manto. En todos los esquemas se puede apreciar un punto en la superficie asociado con el plegamiento de la placa (zona extensional) y posterior zona de cabalgamientos. Tomado de Isacks y Molnar, 1969.

Giner-Robles *et al.* (2009) hacen un estudio muy detallado de la zona de subducción de las Islas Sandwich del Sur, utilizando el método de los Diedros Rectos y el Modelo de Deslizamiento por primera vez en este tipo de ambiente. En éste los mecanismos focales son divididos en tres zonas principales en los que las direcciones de máximo acortamiento y esfuerzo máximo son muy coherentes entre sí. Además los autores desarrollan un modelo tridimensional de las variaciones de esfuerzos en el slab que relacionan con la dinámica regional y mantélica.

En 2011 Ruiz-Constán y colaboradores publican un estudio de la distribución de esfuerzos en la transición subducción–colisión continental en la Cordillera Bética. Estos autores relacionan la compresión NW-SE resultante de los mecanismos superficiales del frente montañoso con un proceso de colisión continental. Por otro lado, los mecanismos focales con profundidades intermedias son producidos por el proceso de subducción que continúa en la

actualidad, pudiendo diferenciar un dominio extensional en la parte externa de la placa y otro compresivo en la parte interna.

6.2.2 Marco tectónico

El sudeste asiático está compuesto por tres placas mayores; la Placa Euroasiática, la Placa de la India, y la Placa Australiana además de la Placa de Sunda que se extiende por Malasia e Indochina y las islas de Borneo, Sumatra y Java (Figura 6.4).

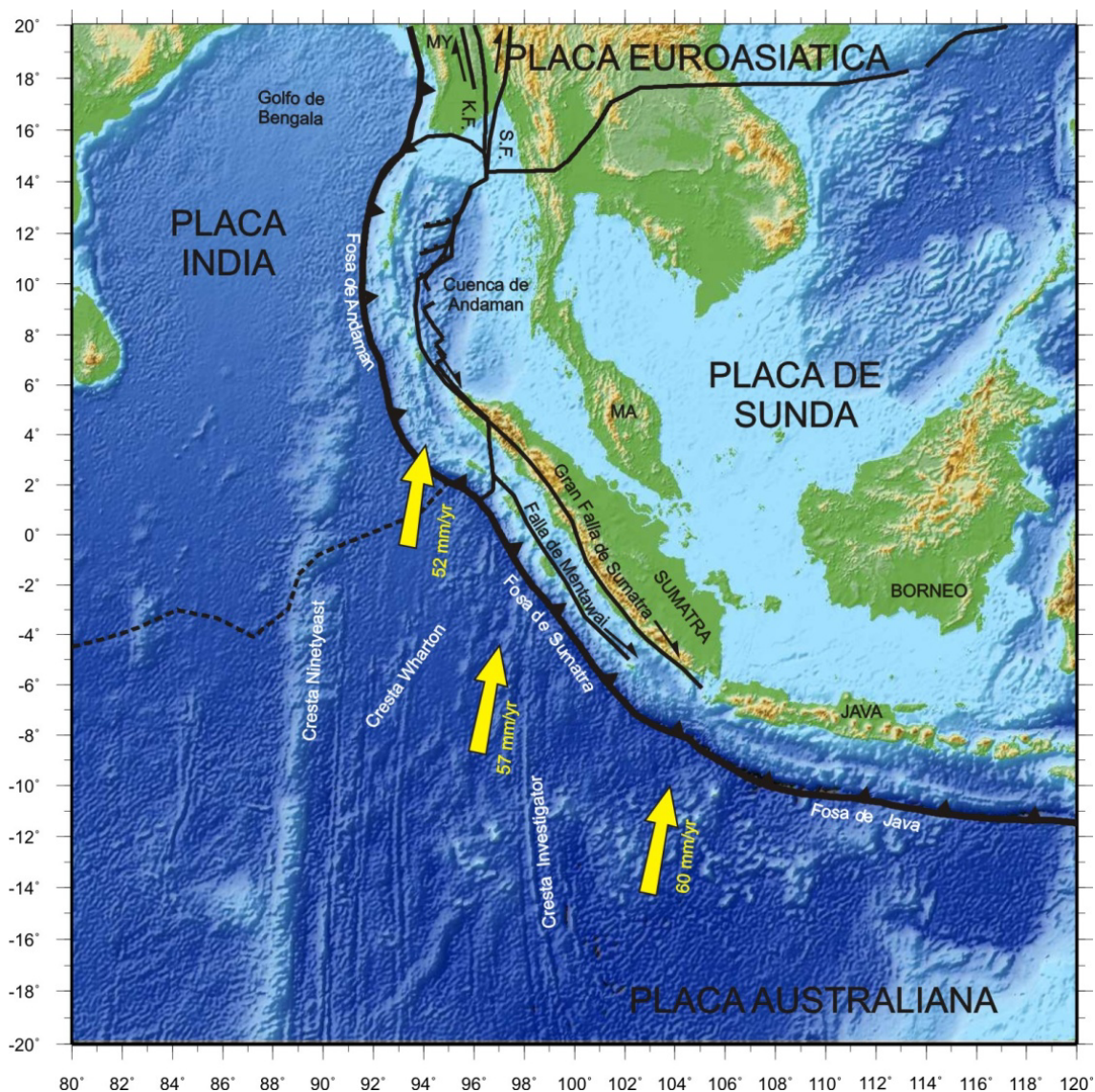


Figura 6.4 Mapa tectónico regional de la zona de subducción de Sumatra. Modificado de McCaffrey (2008). K.F.: Falla de Kawan, K.S. Falla de Sagaing; MY: Myanmar, MA: Malasia. Las flechas amarillas representan los vectores de desplazamiento de la Placa India y Australiana respecto a la Placa de Sunda fija (McCaffrey et al., 2000). La línea discontinua representa el límite entre las placas India y Australiana propuesto por Bird (2003).

El movimiento solidario de las placas India y Australiana determinado a partir de reconstrucciones y de los modelos cinemáticos, indica que el vector desplazamiento es oblicuo al menos en los últimos 20 millones de años (Replumaz *et al.*, 2004). El polo de rotación entre Eurasia y la Placa India se sitúa en el este de África, a unos 50° hacia el oeste de Sumatra (Larson *et al.* 1997; Prawirodirdjo, 2000). Así la orientación y la magnitud del vector movimiento varía progresivamente a lo largo de la zona de subducción, desde 60 mm/año, N017°E en 6°S-102°E y 52 mm/año, N010°E en 2°N, 95°E (Prawirodirdjo, 2000).

El límite entre las placas India y Australiana es muy difuso, ya que la deformación está muy distribuida (Bird, 2003), bajo una compresión NW-SE (Chamot-Rooke y Le Pichon, 1999), y con fallas activas, con movimiento lateral derecho, aprovechando las paleo-transformantes existentes, con dirección N-S (Deplus, 1998). Una de éstas es la cresta de Wharton, a partir de la cual se puede observar la simetría de la edad de la Corteza Oceánica en esta región, pero que cesó su actividad hace unos 40 millones de años.

Al norte la placa India se mueve hacia el norte respecto a la Euroasiática. Varios autores señalan que esta deformación se reparte entre los sistemas de fallas de Sagaing y Kawan, con movimiento lateral derecho, y las fosa de Andamán-Arakan (Tapponier y Molnar, 1975). El sistema de fallas de Sagaing y de Kawan, en la parte norte del área de estudio, representa la terminación en *contractional horsetail splay* hacia el norte en la zona de Sintaxis del Himalaya y *extensional horsetail splay* hacia el sur desde el pull-apart de Andamán según la nomenclatura propuesta por Cunningham y Mann (2007) (Le Dain *et al.*, 1984).

Hacia el sur, la fosa de Andamán pasa a denominarse fosa de Sumatra. Al este la falla de Sagaing llega al mar de Andamán, formando una cuenca pull-apart, con creación de corteza oceánica en el sector norte, en la unión de esta falla con la Gran Falla de Sumatra. La Gran Falla de Sumatra se mantiene paralela a la fosa de Sumatra hacia el sur, acomodándose en ambas estructuras la deformación asociada a la convergencia oblicua entre Australia y Sunda (Curry, 1989; Fitch, 1972; McCaffrey *et al.*, 2000).

La forma arqueada del límite de placas hace que la cinemática cambie a lo largo de la dirección de la misma. En Java la dirección de la subducción es prácticamente ortogonal a la dirección del movimiento de la placa, por lo que el componente lateral no es muy elevado. Esta zona se caracteriza por el desarrollo de una cuenca ante-arco, mientras que en Sumatra pasa a una subducción oblicua, que resulta en una partición de la deformación, formando un frente de subducción y una falla de desgarre dextral (p.e: McCaffrey *et al.*, 2000, y Malod *et al.*, 1996).

Fitch (1972) define la partición del deslizamiento como el proceso durante el cual la convergencia oblicua entre dos placas litosféricas se resuelve en un sistema de fallas,

normalmente paralelas. La mayor parte de este componente paralelo tiene lugar en un sistema de fallas con movimiento lateral, en el caso de Sumatra este papel corresponde a las fallas de Sumatra, mientras que la convergencia pura y la parte restante del componente de cizalla acaecen a lo largo del plano de subducción. Esta porción de corteza limitada longitudinalmente por un lado por la fosa y por otro por una gran falla con desplazamiento principalmente horizontal se denomina “sliver” y se ha reconocido en distintas zonas de subducción, como la falla lateral izquierda de Filipinas, paralela a la fosa de Luzón y de Filipinas, la falla lateral de Japón (Median Tectonic Line), paralela a la fosa de Nankai o la falla de Atacama paralela a la fosa Sudamericana (Figura 6.5a). La falla de Mentawai (Diament *et al.*, 1992), paralela y con el mismo sentido de movimiento que la falla de Sumatra, complica este modelo simplista, ya que acomoda también parte de la deformación.

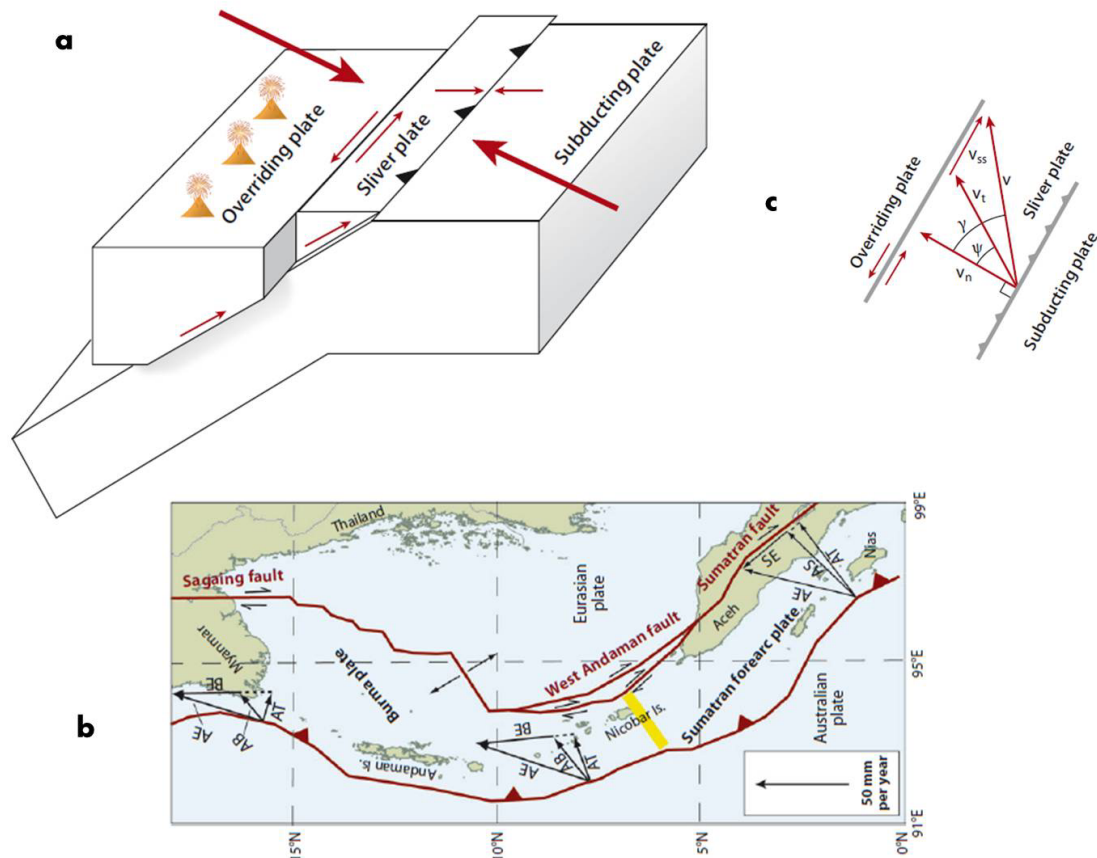


Figura 6.5 Bloque diagrama de la geometría del “sliver” y su movimiento en condiciones de subducción oblicua. El “sliver” se desplaza lateralmente respecto la placa superior a lo largo de desgarres como la de Sumatra y cabalga sobre la placa que esta subduciendo. b) Mapa de los posibles movimientos relativos en la zona de subducción de Sumatra. Los vectores muestran la partición de la deformación de la convergencia de la placa Australiana respecto Eurasia (AE) en un componente de subducción (AS y AB) y de desgarre (SE y BE). AS: movimiento de Australia-Sumatra, AB: movimiento de Australia-Burma, SE: movimiento Sumatra-Eurasia, (Tomado de McCaffrey, 2008).

Existen distintas posibles explicaciones para la partición de la deformación:

- Savage (1983) sugiere que en zonas de convergencia oblicua, la placa que subduce aumenta la tasa de deformación elástica de cizalla en la zona donde ambas placas están acopladas mecánicamente, como una falla en dirección en profundidad.
- Beck (1983), propone que la localización de zonas con elevada deformación de tipo cizalla está controlada por zonas de debilidad en la placa superior, como por ejemplo un arco volcánico.
- Una solución intermedia es que los esfuerzos generados en la fosa se concentren en zonas de determinadas, originando fallas en dirección, en la placa superior.

Los datos de GPS indican que en la zona de convergencia oblicua entre las placas Euroasiática y Australiana, la deformación se reparte, por un lado, de forma contractiva, con orientación perpendicular a la fosa, y por otro, con componente mayoritario de cizalla en las proximidades de la Gran Falla de Sumatra (McCaffrey *et al.*, 2000). La tasa de deslizamiento en la falla es de unos pocos milímetros al año, aproximadamente un tercio menos de la tasa de deslizamiento calculado en el límite de la placa. Se observa una pequeña rotación en los vectores en la zona de antearco, lo que sugiere que la pérdida de parte del componente de cizalla tiene lugar entre las islas del antearco y la propia fosa. Los modelos muestran que, para que haya partición de la deformación, no es necesaria ni una falla en dirección preexistente ni una zona de debilidad en la litosfera en la placa superior. Un arco volcánico puede ayudar a la partición de la deformación ya que concentra la deformación paralela al margen en la placa superior si su corteza y su manto son menos resistentes que los que les rodean.

6.2.3 Geometría de la zona de subducción

Para el análisis de la morfología del plano de Benioff-Wadatti se han usado los datos publicados por Hayes y colaboradores (2012). Estos autores establecen unos modelos de la geometría de distintas zonas de subducción, a partir de datos de sismicidad tomados de catálogos independientes, las soluciones del catálogo CMT de Harvard, perfiles sísmicos, datos de espesor de sedimentos, batimetría y límites de placas (Figura 6.6). Se observa que el buzamiento es homogéneo a lo largo de toda la zona de subducción y que en el sur donde la orientación es E-W la geometría de la placa es definida hasta una profundidad mayor.

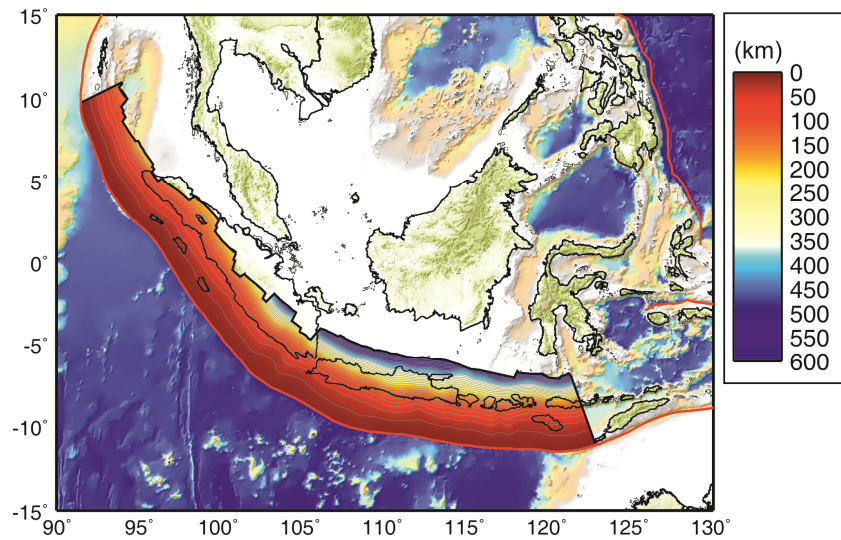


Figura 6.6 Geometría del techo de la placa que subduce en la zona de Sumatra obtenida a partir mecanismos focales del catálogo CMT, perfiles de sísmica de refracción y mapas de espesor de sedimentos (Hayes *et al.*, 2012).

La tomografía sísmica de ondas S (Ritzwoller *et al.*, 2005) revela un cuerpo de alta velocidad que se hunde bajo el arco de isla con un buzamiento medio de 45° hasta unos 200 km a partir de la fosa. El registro de terremotos por debajo de esta profundidad es muy escaso (Figura 6.7). Los modelos tomográficos regionales (Hafkenscheid *et al.*, 2001) muestran que entre los 200 y los 800 km este cuerpo de alta velocidad se dispone casi verticalmente hasta alcanzar el Manto superior (Figura 6.7).

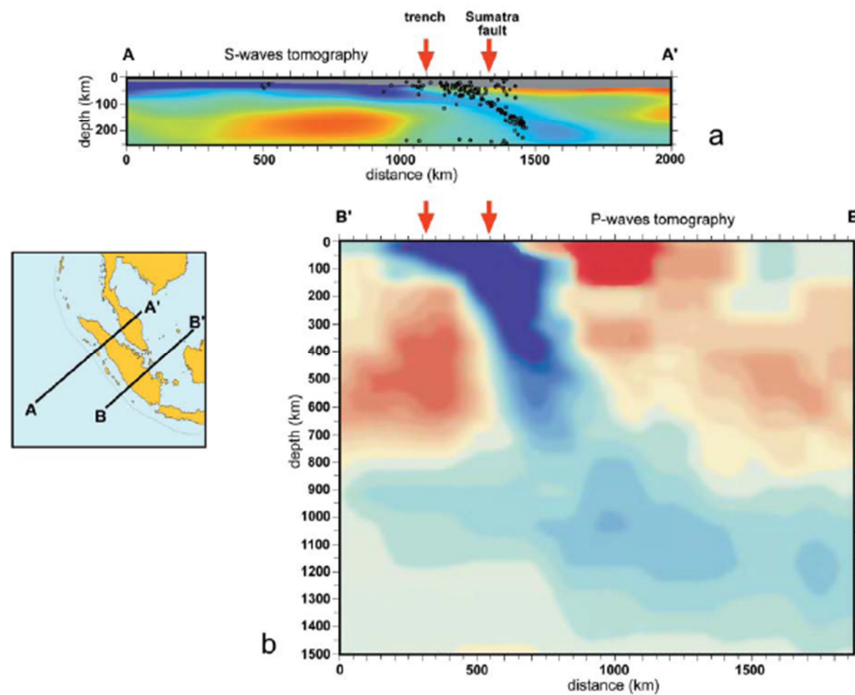


Figura 6.7 Tomografía sísmica en la zona del Arco de Sunda. a) Tomografía de onda S (Ritzwoller *et al.*, 2005). b) tomografía de onda P (Hafkenscheid *et al.*, 2001).

6.3 Sismicidad y mecanismos focales

6.3.1 Sismicidad

La zona norte del Océano Índico es la región de corteza oceánica con mayor sismicidad intraplaca de la Tierra. Asociados a la Zona de Subducción de Sumatra, se han sentido varios sismos históricos de magnitud mayor o igual a 7. En 1913, Reid utilizó las medidas geodésicas anteriores y posteriores al terremoto de 1892 para apoyar su teoría del rebote elástico. Más recientemente, Natawidjaja y colaboradores (2006) caracterizan los terremotos de 1797 y 1833 a partir del estudio del levantamiento de corales.

El terremoto del 26 de diciembre de 2004, uno de los mayores registrados instrumentalmente ($M_w=9.3$), con una superficie de rotura estimada en al menos 1800 km^2 a lo largo de 1300 km , en el límite entre la placa Australiana y la microplaca de Burma. Un hecho a tener en cuenta es que, aunque todos los terremotos de $M > 9$ están localizados en zonas de subducción, ésta es perpendicular a la fosa, mientras que en el caso que nos ocupa, los modelos cinemáticos y las reconstrucciones tectónicas indican que el vector desplazamiento es oblicuo, y lo ha sido al menos en los últimos 20 millones de años (Replumaz *et al.*, 2004).

En el mapa de sismicidad (Figura 6.8) es claramente visible el límite entre la placa India y Australiana con la placa Euroasiática. Este límite permanece activo desde hace de 55 M.a (Eoceno inferior), con una configuración similar a la actual (Hall, 1996). En ese momento las placas India y Australiana se movían de forma independiente, durante el Cretácico superior separadas por la transformante de Ninetyeast y posteriormente, desde el Eoceno inferior, por la dorsal de Wharton, hasta el Eoceno medio (42 M.a.), cuando la tasa de expansión entre las placas Antártica y Australiana superó a la de Wharton (Hall, 1996). Desde este momento el límite entre las placas India y Australiana es difuso y se mueven de forma solidaria.

En la zona de subducción podemos distinguir tres grandes zonas, que de sur a norte son: Z.S. de Java-Sunda, Z.S. de Sumatra-Sunda y Z.S. de Andamán. En todas ellas se alcanzan más de 200 km de profundidad y en la zona de Java, esta profundidad puede ser de hasta 600 km . En la zona de Sunda, es donde se localizó el terremoto de diciembre de 2004, de $M=9.3$. Al norte se observa como la sismicidad toma forma de “Y”, la rama occidental es la zona de subducción, mientras que la oriental es el Mar de Andamán, donde no se registran terremotos de más de 50 km de profundidad. Hacia el norte la sismicidad va asociada a las fallas de Sangaing y Bakaw, quedando la fosa de Arakan poco definida. La subducción en esta zona es bastante discutida, aunque estudios recientes la definen como activa (Socquet y Pubellier, 2005).

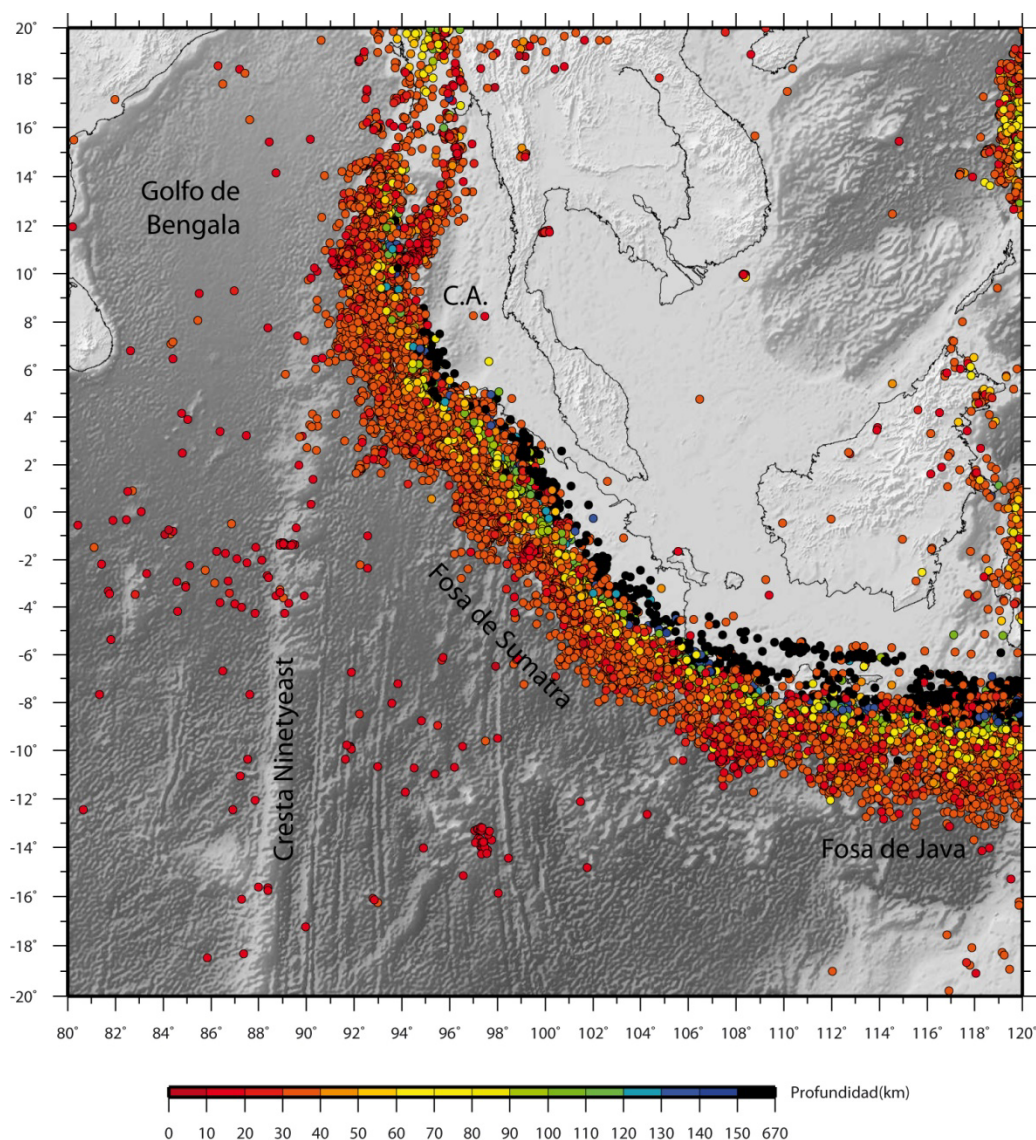


Figura 6.8 Mapa de epicentros en el área de subducción de Sumatra (Magnitud > 3.0). Datos extraídos de la base de datos del National Earthquake Information Center del USGS (NEIC). Modelo Digital del Terreno ETOPO2 del National Geophysical Data Center (NGDC). C.A Cuenca de Andamán. Para más detalles de localización ver figura 6.4.

En la placa de Euroasiática, la sismicidad es bastante reducida, concentrándose mayoritariamente en la costa este de Borneo.

En el océano Índico la sismicidad es bastante difusa, aunque se observa cierta tendencia a localizarse en las proximidades de la cresta de Ninetyeast y de la dorsal fósil de Wharton, así como en otras estructuras previas, con dirección N-S, que actuaron como transformantes durante el Cretácico. Se trata de sismos de poca magnitud y bastante someros, rara vez superan los 15 km de profundidad.

6.3.2 Mecanismos focales

Aunque posteriormente se hará un estudio más pormenorizado de los mecanismos focales, a primera vista se observa que en la zona de subducción, aunque dominan aquellos que tienen carácter compresivo, en tonos naranjas y rojos, no son los únicos, ya que en determinadas zonas se localizan mecanismos de carácter extensional, tonos azules, y con movimiento en la horizontal (grises). Al representarlos en función de la profundidad, se aprecia que se localizan en la placa que subduce la profundidad aumenta hacia la placa superior. Hacia el arco-isla y coincidiendo con la localización de volcanes, se observan terremotos superficiales, principalmente de tipo desgarre, aunque también existen compresivos y extensionales (Figura 6.9).

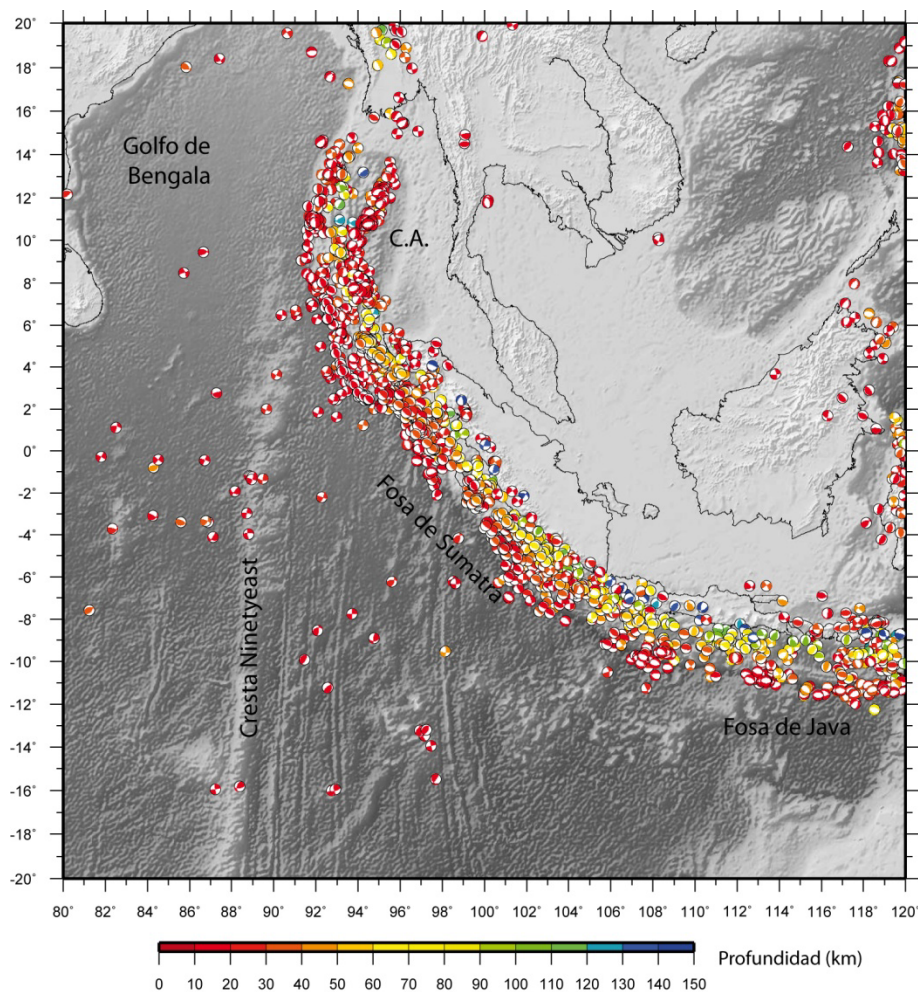


Figura 6.9 Mapa de mecanismos focales del catálogo de Harvard (1976-2010). El color del cuadrante compresivo está en función de la profundidad.

En el Mar de Andamán, todos los mecanismos están localizados a menos de 35 km, con carácter extensional predominante, con componente lateral en mayor o menor grado. Al oeste, en la fosa de Andamán, vemos la gradación de profundidades comentada anteriormente y la existencia casi dominante en algunos sectores de mecanismos extensionales.

Al norte, en las proximidades del sistema de la Falla de Sangaing, los mecanismos son superficiales. Aunque la mayor parte de los mismos son desgarres casi puros, se observa como en la terminación sur de la falla se concentran terremotos extensionales, asociados a las colas extensionales de los desgarres, mientras que en el sector norte aparecen mecanismos compresivos, relacionados con las terminaciones compresivas de los desgarres, conectados con la zona de colisión del Himalaya (Le Dain *et al.*, 1984).

6.4 Análisis del estado de esfuerzos

La Figura 6.10 muestra los datos de esfuerzos incluidos en el catálogo de World Stress Map en 2015 en el área de estudio. Se puede observar la interferencia entre dos procesos dominantes: por un lado la colisión de la India y la placa Euroasiática, donde la dirección de acortamiento es N-S y por otro lado la subducción de la relativamente joven corteza oceánica en el arco de Sumatra-Java, en la que dirección de σ_{Hmax} es E-W. La suma de ambos procesos da como resultado la rotación de los esfuerzos en sentido antihorario. La orientación de los esfuerzos y el régimen compresivo explica el plegamiento a escala litosférica, que se observa en los perfiles de sísmica de refracción y en los datos de gravimetría satelital y el movimiento lateral en los desgarres N-S, paralelos a la dorsal Ninetyeast (Weisel *et al.*, 1980). Este tipo de estructuras litosféricas fueron definidas en esta zona por primera vez y posteriormente han sido identificadas en otras regiones intraplaca (Cloetingh *et al.* 1999).

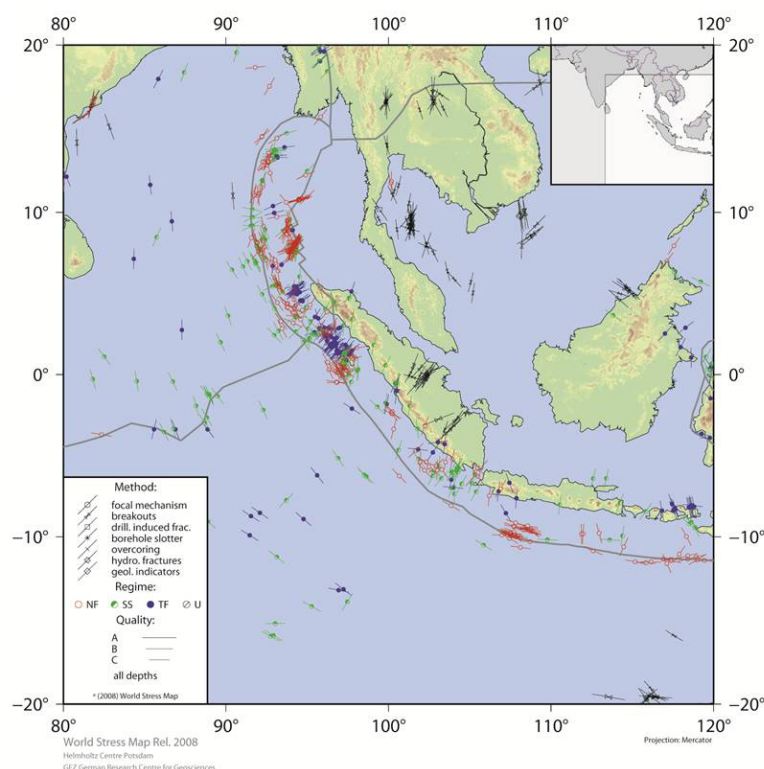


Figura 6.10 Datos del World Stress Map en el área de estudio (WSM, 2015).

Por otro lado, al este de la fosa de Sumatra se distingue una zonación que va desde la propia fosa, donde se observan datos extensionales mayoritariamente paralelos a ésta, intercalados con datos de tipo desgarre. Los datos compresivos se concentran principalmente al norte de la isla de Sumatra apareciendo de forma dispersa en el resto de la zona de subducción. En el mar de Andamán dominan los registros extensionales, asociados con la zona de expansión. En el interior de la Isla de Sumatra se localizan estados de esfuerzo tipo desgarre, relacionados con la Falla de Sumatra.

En este trabajo se han analizado 1.095 mecanismos focales incluidos en el catálogo de Harvard, entre los años 1976 y 2010. Este grupo de datos ha sido procesado en primer lugar mediante el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), obteniéndose así el tipo de mecanismo focal, la relación entre la deformación en la vertical y en la horizontal, conocida como factor de forma (k') y la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey). En la Figura 6.11 se pueden observar los mecanismos focales dentro del área de estudio, diferenciando el tipo de mecanismo por el color del cuadrante compresivo. Se pueden diferenciar cómo en la zona próxima a la fosa dominan los mecanismos extensionales, en tonos azules, al igual en el Mar de Andamán y en la zona de extensión tras-arco de Java. Por otro lado los mecanismos compresivos destacan en la zona comprendida entre la fosa y la costa. Por último los mecanismos de desgarre puro o muy próximos al desgarre puro, prevalecen en las zonas de fractura N-S y en la Falla de Sumatra.

6.4.1 Análisis del estado de esfuerzos en planta

6.4.1.1 Mapas de factor de forma

Siguiendo la metodología propuesta en este trabajo se ha representado los valores de factor de forma (k') obtenidos. Debido a la dispersión geográfica de los datos de k' , estos han sido filtrados un valor medio para bloques de 10 minutos y posteriormente estos valores medios son interpolados mediante el método de kriging y un variograma lineal. Finalmente esta malla es remuestreada con un espaciado de dos grados y un radio de búsqueda de 500 km, quedando en blanco aquellas zonas donde no existen valores.

La Figura 6.12a muestra todos los valores, lo que hace que no se pueda distinguir claramente las distintas regiones tectónicas existentes en la zona. En el mapa de factor de forma de los primeros 20 kilómetros, (Figura 6.12b) se puede distinguir que las placas de la India y Australiana permanece mayoritaria en compresión, como se observa en los perfiles sísmicos realizados por Krisna y colaboradores (2001) y en los trabajos de Cloetingh y Wortel (1985). En el límite de placas entre la India y Eurasia, en la zona de Myanmar predomina también la compresión, aunque con unos valores de régimen de tipo transpresivo, marcado por colores

claros, en relación con los sistemas de Fallas de Sagaing y de Kawan y sus terminaciones compresivas. En el Mar de Andamán se observa un máximo extensional, claramente impuesto por las fallas normales y la creación de corteza oceánica en esta área, aunque su límite occidental queda bien delimitado por la zona de subducción. En la zona de subducción del norte de la Isla de Sumatra existe una alternancia de zonas extensionales y compresivas, mientras que el sur se aprecia una zona más homogénea compresiva. Paralelamente a ésta se observa claramente la zona asociada a la falla de Sumatra, con colores claros indicativos de desgarre. En la isla de Java domina en superficie la extensión.

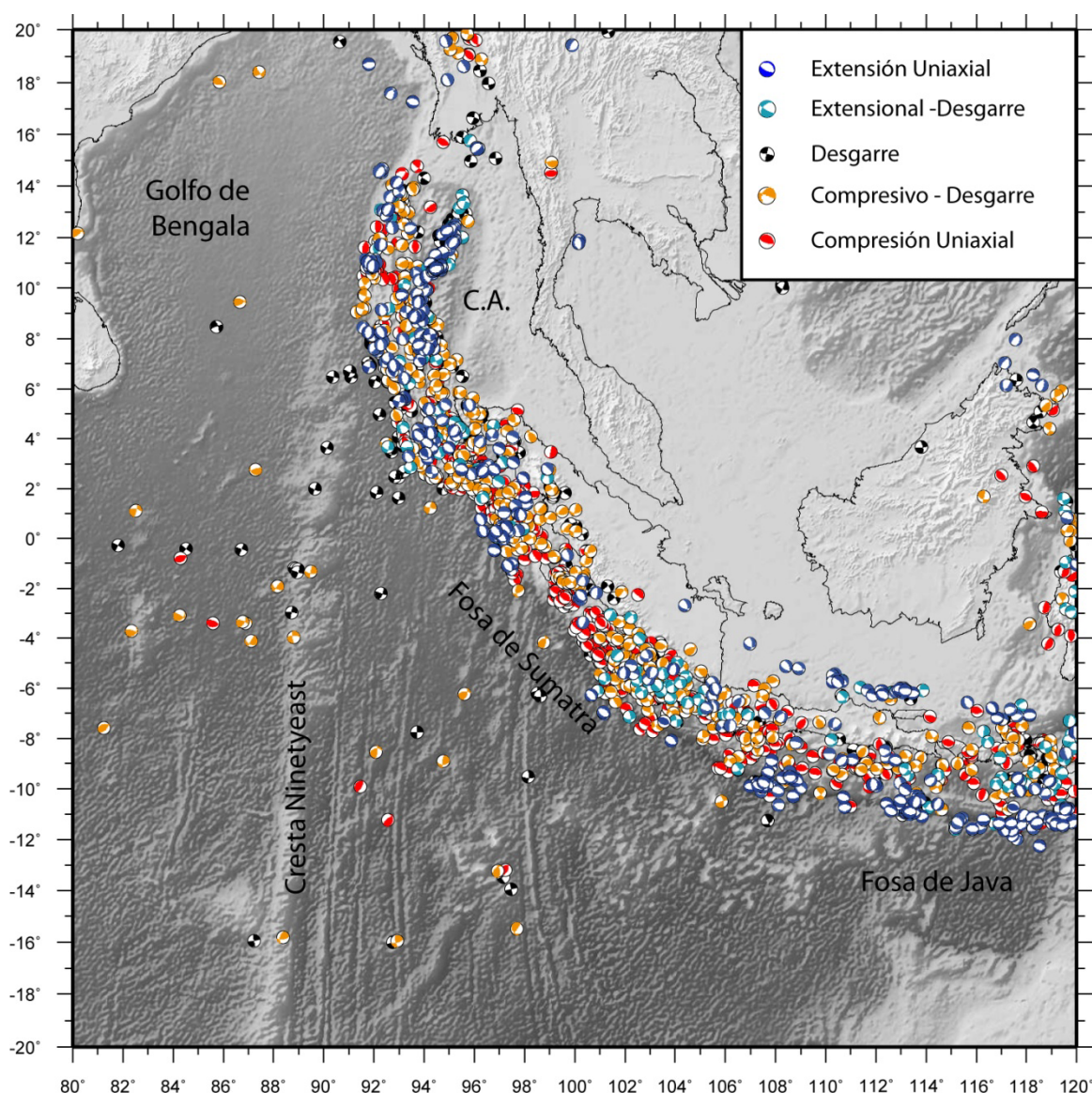


Figura 6.11 Mapa de mecanismos focales del catálogo de Harvard (1976 – 2010). El color del cuadrante compresivo depende del tipo de mecanismo.

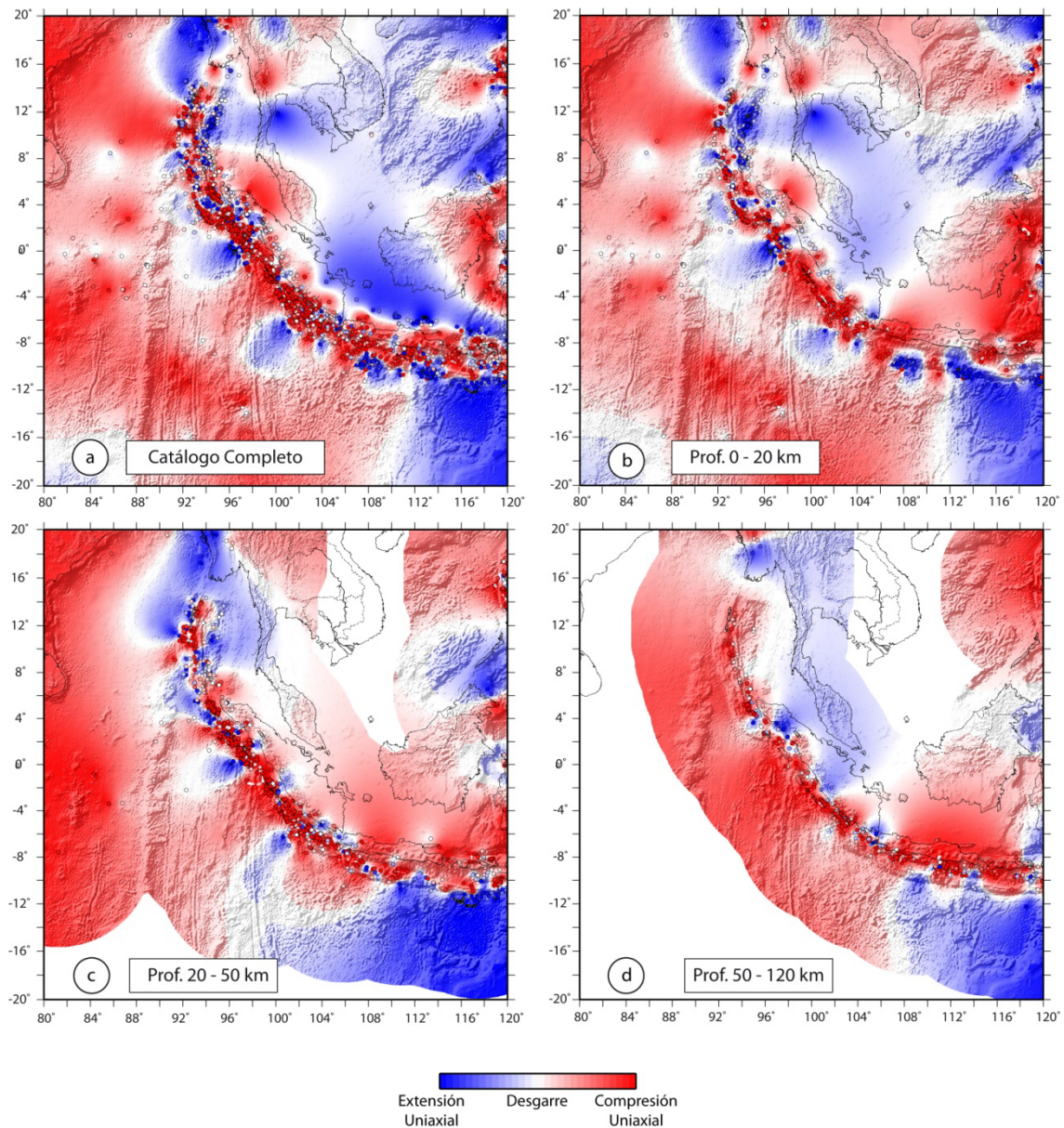


Figura 6.12 Mapa de factor de forma de la zona de subducción de Sumatra. a) Todos los mecanismos focales del catálogo de Harvard (1976-2010), independientemente de la profundidad. b) Rango entre 0 y 20 km. c) Rango >20 y 50 km. d) Rango < 50 y 120 km. U.E. Extensión Uniaxial, S.S., Desgarre y U.C. Compresión Uniaxial.

En el mapa de factor de forma, en el intervalo de profundidad de 20 a 50 km (Figura 6.12c), se observan que al norte de la Cuenca Andamán la zona extensional es mayor. En Sumatra se aprecia una zona continua compresiva, que delimita la fosa, con pequeñas zonas extensionales. Esta dinámica se rompe en Java, donde el máximo extensional que se distingue con los mecanismos superficiales, se hace más continuo y homogéneo. Apenas se localizan resultados asociados a la Falla de Sumatra, por lo que se puede deducir que el régimen de desgarre en esta estructura se limita a la parte superior de la corteza

Finalmente, en el mapa de factor de forma entre 50 y 120 km (Figura 6.12), ya no se distingue el máximo extensional de la Cuenca de Andamán, y la zona compresiva asociada a la subducción se extiende desde el sur de Myanmar hasta Java, interrumpida en el norte de Sumatra, en la zona se localizó el terremoto de 2004. En Java la extensión ya no es tan mayoritaria y queda relegada a zonas concretas.

A partir de los resultados expuestos anteriormente se han establecido cinco poblaciones de mecanismos focales, que serán utilizados a partir de este punto (Figura 6.13). El color asignado a cada una de ellas se mantendrá en todos los análisis para facilitar la comprensión. Rojo: Sumatra Norte; Negro: Sumatra Central, Naranja: Sumatra Sur; Verde: Java Oeste y Azul: Java este.

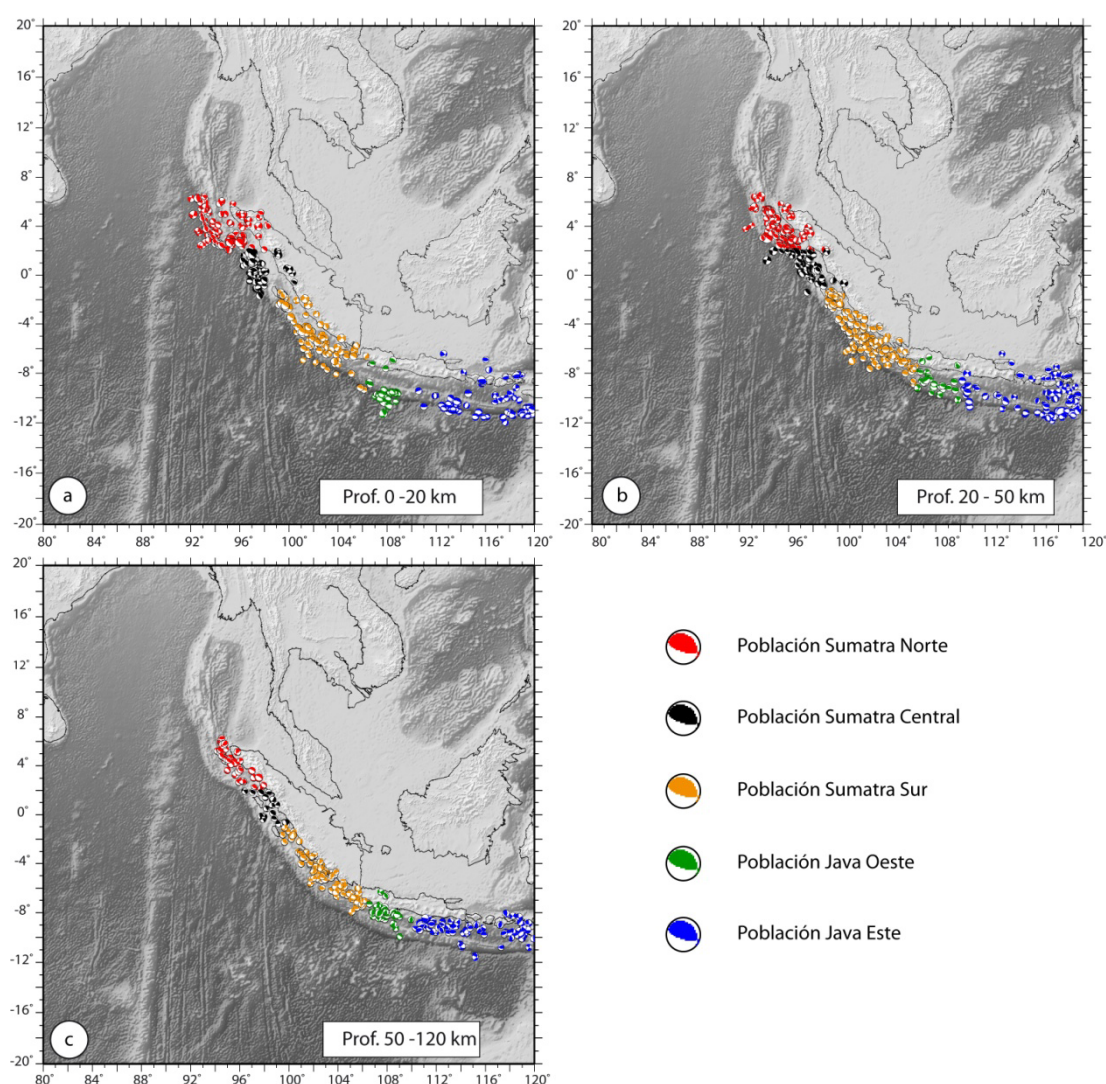


Figura 6.13 Poblaciones de mecanismos focales seleccionadas a partir del análisis de los mapas de factor de forma (k). a) 0-20 km. b) 20-50 km y c) 50-120 km.

6.4.1.2 Direcciones de acortamiento

La primera aproximación que se usará para determinar el estado de esfuerzos en esta región, es el estudio de las direcciones de acortamiento en la horizontal (Dey). Por otro lado, el propio modelo de deslizamiento nos permite definir cuál de los dos planos nodales es el, mecánicamente más probable, neoformado y por tanto asociado a la rotura.

En la Figura 6.14 observamos como en todas las poblaciones, independientemente de la profundidad, podemos diferenciar dos direcciones de acortamiento principales, una mayoritaria paralela a la convergencia de las placas, que va variando en función de la curvatura de la zona de subducción, y otra perpendicular a la anterior, compuesta por muchos menos datos (16.84%). En las poblaciones situadas en la Isla de Sumatra las rosas de direcciones muestran un máximo paralelo a la convergencia aunque se aprecian máximos relativos oblicuos. En profundidad los resultados son más homogéneos. En la zona de Java Oeste la tendencia general no se muestra tan claramente, aunque es una población con menos datos y que a priori parece de transición, al ser un máximo extensional, aunque al aumentar la profundidad se hace más clara la diferencia entre ambas direcciones, incluso entre los 50 y los 120 km hay el mismo número de mecanismos. En la población de Java Este las orientaciones están mucho menos definidas que en las anteriores (Figura 6.15). Estos resultados parecen indicar que cuando la convergencia es oblicua las estructuras ortogonales muestran mayor actividad en la zona superficial, donde se han desarrollado los desgarres paralelos a la fosa y por lo tanto se produce una permutación en la orientación de los ejes del tensor de esfuerzos.

Las trayectorias interpoladas a partir de los valores de Dey, en el rango entre 0 y 20 km se representan en la Figura 6.16. Se aprecia como tienen la misma tendencia que los modelos previos, tanto numéricos como puntuales. En la Cuenca de Andamán dominan los esfuerzos E-W, perpendiculares a la dorsal. A lo largo de la fosa, los esfuerzos pasan de ser oblicuos al límites de placas en la zona norte y debido a la convergencia oblicua, mientras que en Java, donde la convergencia es perpendicular a la fosa los esfuerzos son N-S.

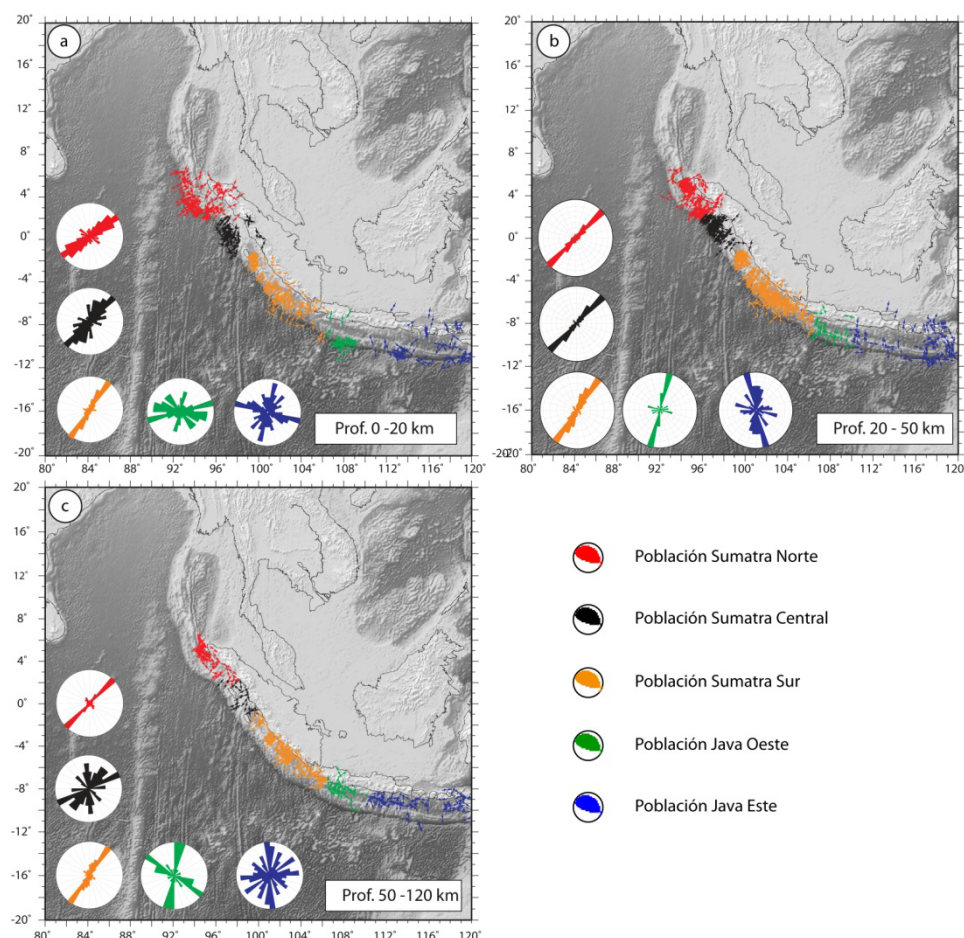


Figura 6.14 Rosas de orientaciones de la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey). a) 0-20 km. b) 20-50 km y c) 50-120 km.

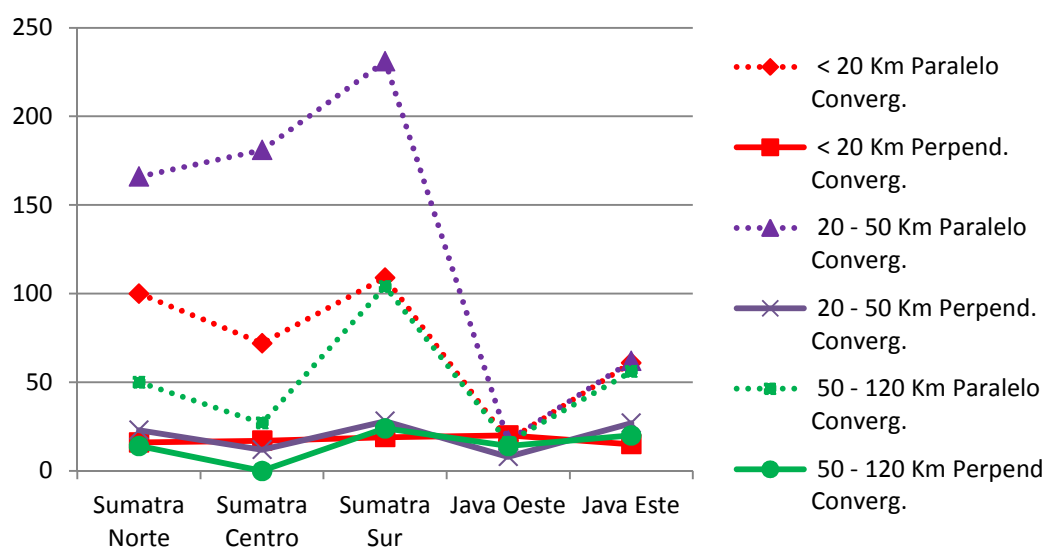


Figura 6.15 Número de mecanismos focales según su orientación de máximo acortamiento en la horizontal sea paralela o perpendicular a la convergencia de las placas India y Australiana en las distintas regiones diferenciadas en este trabajo.

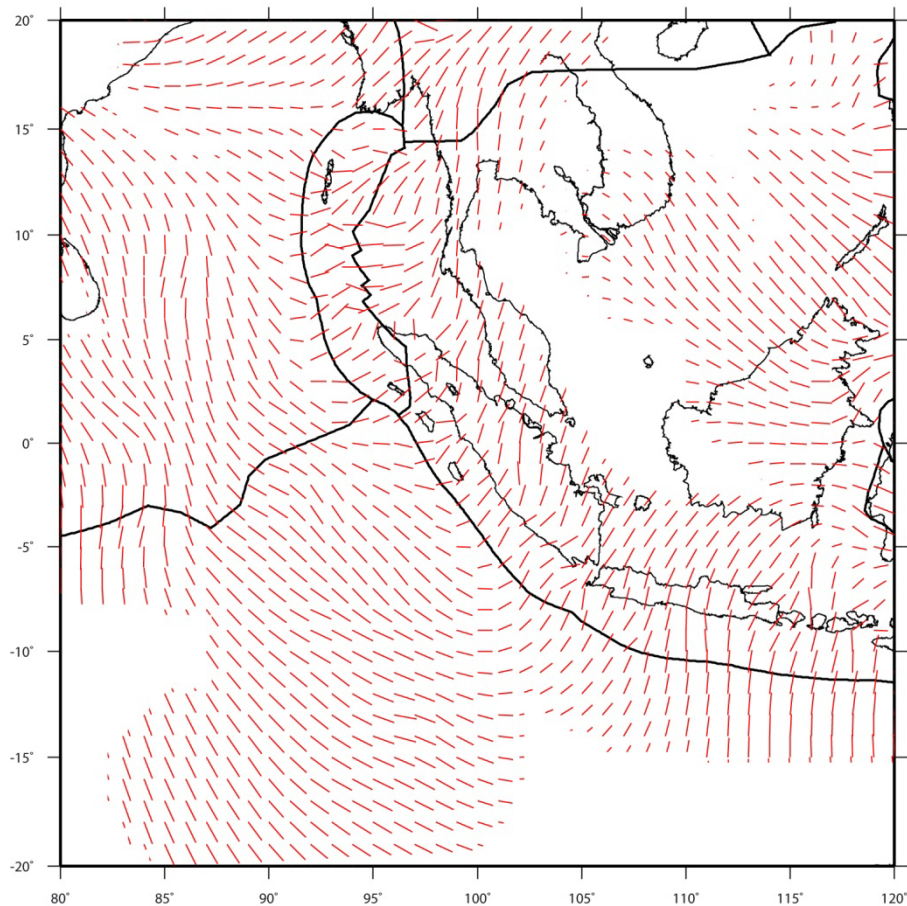


Figura 6.16 Valores de Dey interpolados en la zona de Subducción de Sumatra. Los límites de placa están tomados de Bird (2003).

6.4.1.3 Método de los Diedros rectos

En este apartado se muestran los resultados obtenidos al usar el modelo de los Diedros Rectos en todas las poblaciones de mecanismos separados en los cinco sectores descritos en el apartado 6.4. Cuando la dirección de acortamiento es paralela a la convergencia de las placas, se observa que en las poblaciones de Sumatra la figura resultante es próxima a la deformación uniaxial, con dirección de acortamiento $N210^{\circ}E$, mostrando unos resultados bastante homogéneos, en todos los intervalos de profundidad, excepto en el caso de los mecanismos focales más superficiales en el Norte y Centro de Sumatra, donde se aprecian dos máximos extensionales en posiciones oblicuas, lo que indica la presencia de mecanismo de tipo desgarre. En el caso de las zonas de Java, en los primeros 20 kilómetros, los Diedros Rectos revelan resultados extensionales, mientras que al aumentar la profundidad los mecanismos pasan a ser de tipo compresivo, con dirección de acortamiento paralela a la convergencia (N-S) y figuras bien definidas (Figura 6.17).

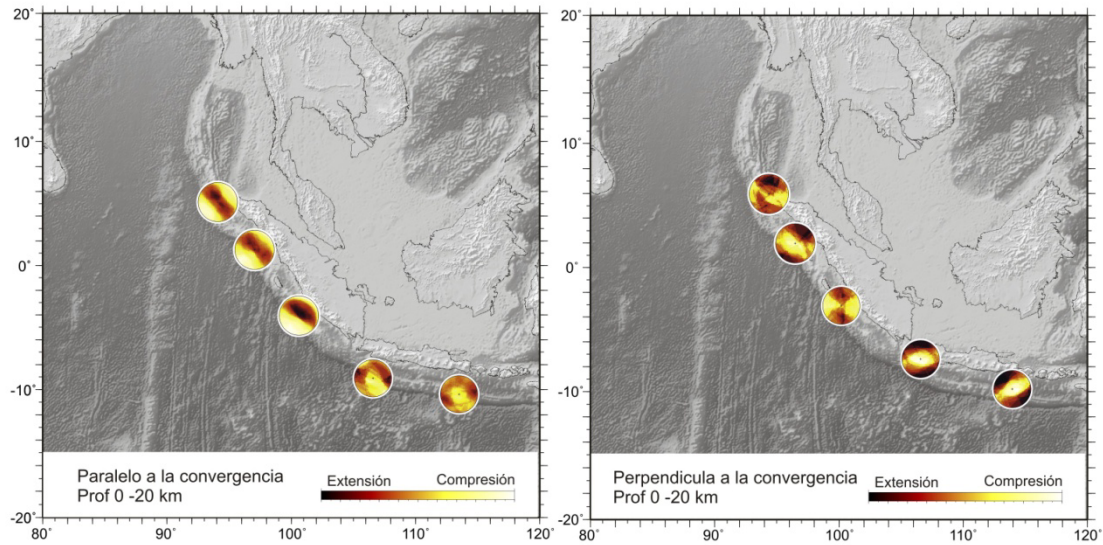


Figura 6.17 Diagramas de Diedros Rectos para el rango de profundidad 0-20 km.

En general se aprecia que las poblaciones de Sumatra están mucho más definidas que las de Java (Figura 6.17, Figura 6.18Figura 6.19). Las poblaciones con acortamiento paralelo a la convergencia son mayoritariamente inversas mientras que las ortogonales alternan entre desgarres o extensionales, asociado a pequeñas cuencas pull-apart. En la isla de Java las poblaciones paralelas a la convergencia representa mecanismos extensionales. Estas variaciones están asociadas la dirección de convergencia, cuando oblicua a la fosa, la deformación se distribuye entre los cabalgamientos y los desgarres y mini cuencas asociadas. Cuando la convergencia es frontal el desarrollo de fallas normales es mayor.

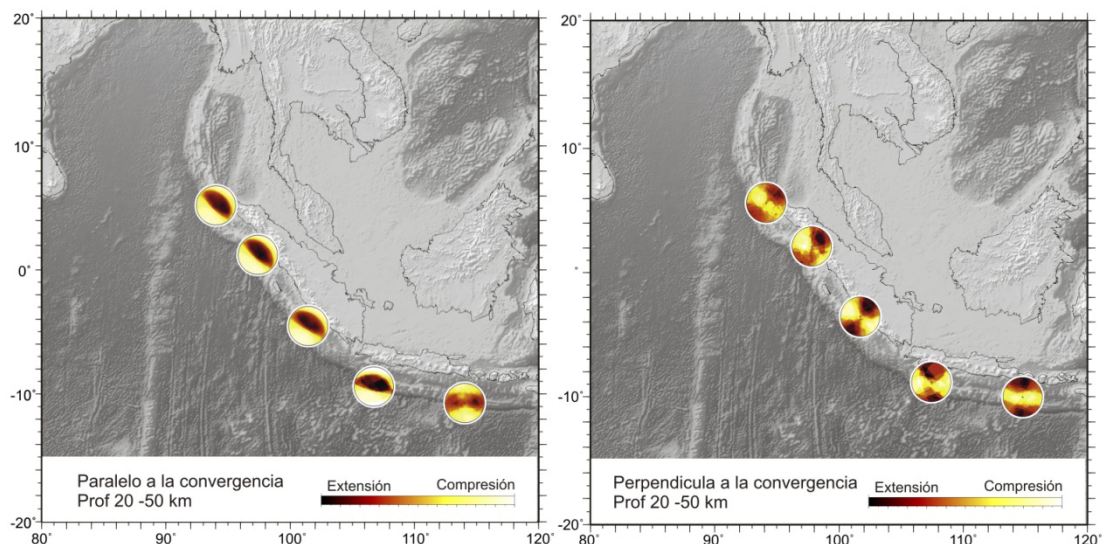


Figura 6.18 Diagramas de Diedros Rectos para el rango de profundidad 20-50 km.

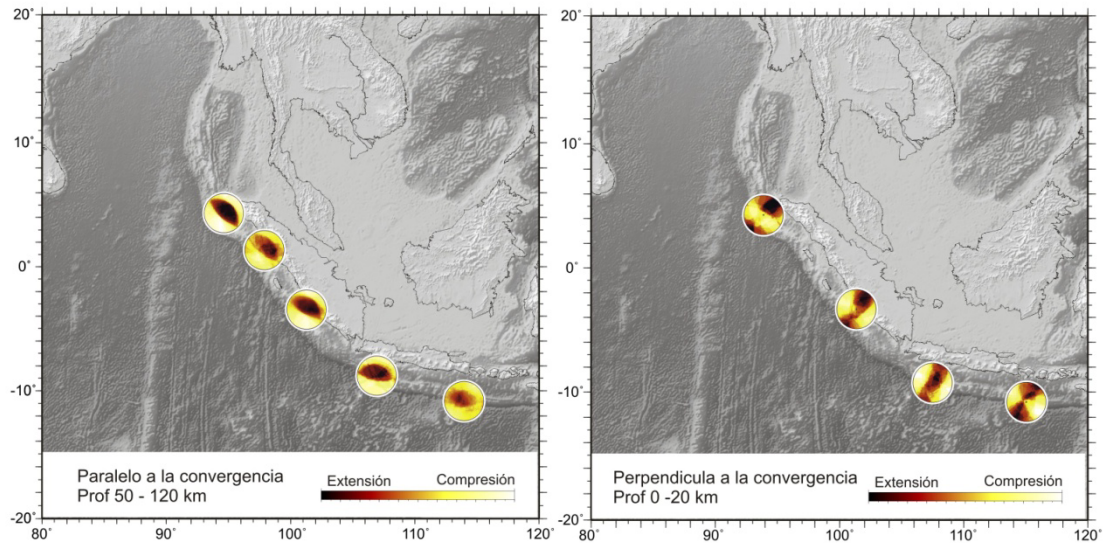


Figura 6.19 Diagramas de Diedros Rectos para el rango de profundidad 50-120 km.

6.4.1.4 Orientaciones de los planos de falla activos

En las poblaciones de Sumatra se aprecia que la dirección de acortamiento en la horizontal es paralela al vector de convergencia, siendo mayoritarias las fallas de tipo inverso. Esta tendencia se observa en todos los intervalos de profundidad estudiados. Por su parte, en los planos donde el Dey no es paralelo a la convergencia, se observa mayor variedad de orientaciones. Además se observan estructuras activas paralelas a la fosa que están relacionadas a los sistemas de desgarre lateral derechos, como la Gran Falla de Sumatra o la Falla de Mentawai. En los casos de las zonas de Java observamos que los planos dominantes pertenecen a fallas inversas, con orientación perpendicular a la fosa, en aquellos casos que el Dey es perpendicular a la convergencia. Por el contrario cuando el Dey es paralelo a ésta se observa mayor variedad en las soluciones, destacando las orientaciones paralelas en la zona oeste, donde los planos son paralelos al acortamiento (Figura 6.20).

6.4.1.5 Inversión de esfuerzos

En este apartado se mostrarán los resultados obtenidos del método de inversión propuesto por Reches (1992) en las distintas poblaciones seleccionadas mediante los mapas de factor de forma y utilizadas en este trabajo. Se han seleccionado tres rangos de profundidad, para poder estudiar la variación de los esfuerzos a lo largo del plano de subducción (Figura 6.21, Figura 6.22, Figura 6.23 y Tabla 6.1).

Esta metodología cumple tanto la ecuación de Bott como el criterio de Coulomb. La solución para cada población, se selecciona mediante el coeficiente de fricción, dependiendo de

criterios angulares. La inversión de esfuerzos calcula la orientación de los ejes principales de esfuerzos del tensor (σ_1 , σ_2 y σ_3), el coeficiente de fricción (μ) y el stress ratio (R).

En general las direcciones de σ_{HMax} obtenidas a partir de la inversión son similares a los que se pueden observar en el mapa regional de Dey (Figura 6.16), y que son a grandes rasgos paralelos a la convergencia entra las placas India y Australiana con la Placa Euroasiática, aunque no nos permite apreciar en detalle las variaciones asociadas a estructuras locales.

En las poblaciones de Sumatra la dirección de acortamiento es próxima a N150E, tanto en las poblaciones paralelas como ortogonales a la convergencia. Se observa permutación entre los ejes, ocasionada por la existencia de zonas transpresivas y transtensivas asociadas a los sistemas de desgarres de la Gran Falla de Sumatra y de la Falla de Mentawai. Únicamente en la zona superficial del norte domina la extensión, probablemente por la inclusión de algunos mecanismos de la Cuenca de Andamán, donde se está generando Corteza Oceánica.

En las poblaciones de Java donde la convergencia es perpendicular a la fosa, los tensores en superficie son extensionales, aunque se observa permutaciones entre las posiciones de σ_2 y σ_3 en el plano horizontal, lo que explicaría el movimiento de fallas normales y desgarres. En profundidad domina la compresión y la dirección de σ_{HMax} es distinta a la de la convergencia lo que hace pensar en procesos mantélicos interfiriendo con la propia subducción.

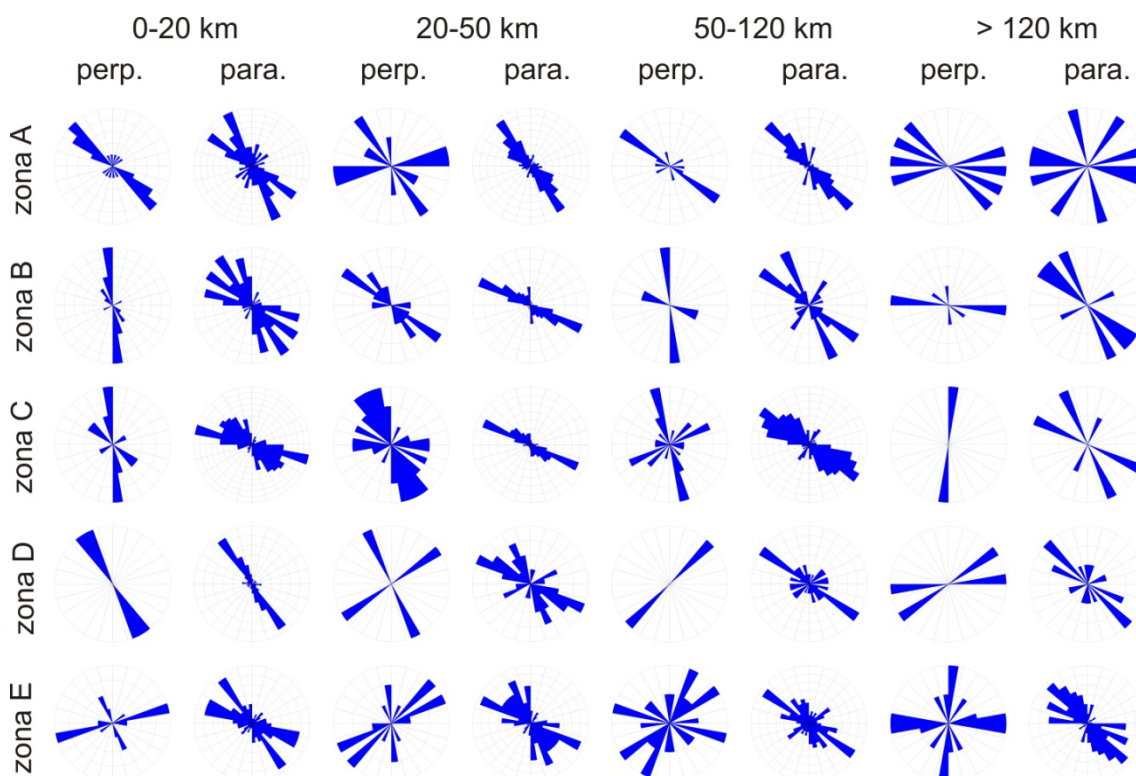


Figura 6.20 Orientaciones de los planos de falla activos seleccionados a partir del Modelo de Deslizamiento.

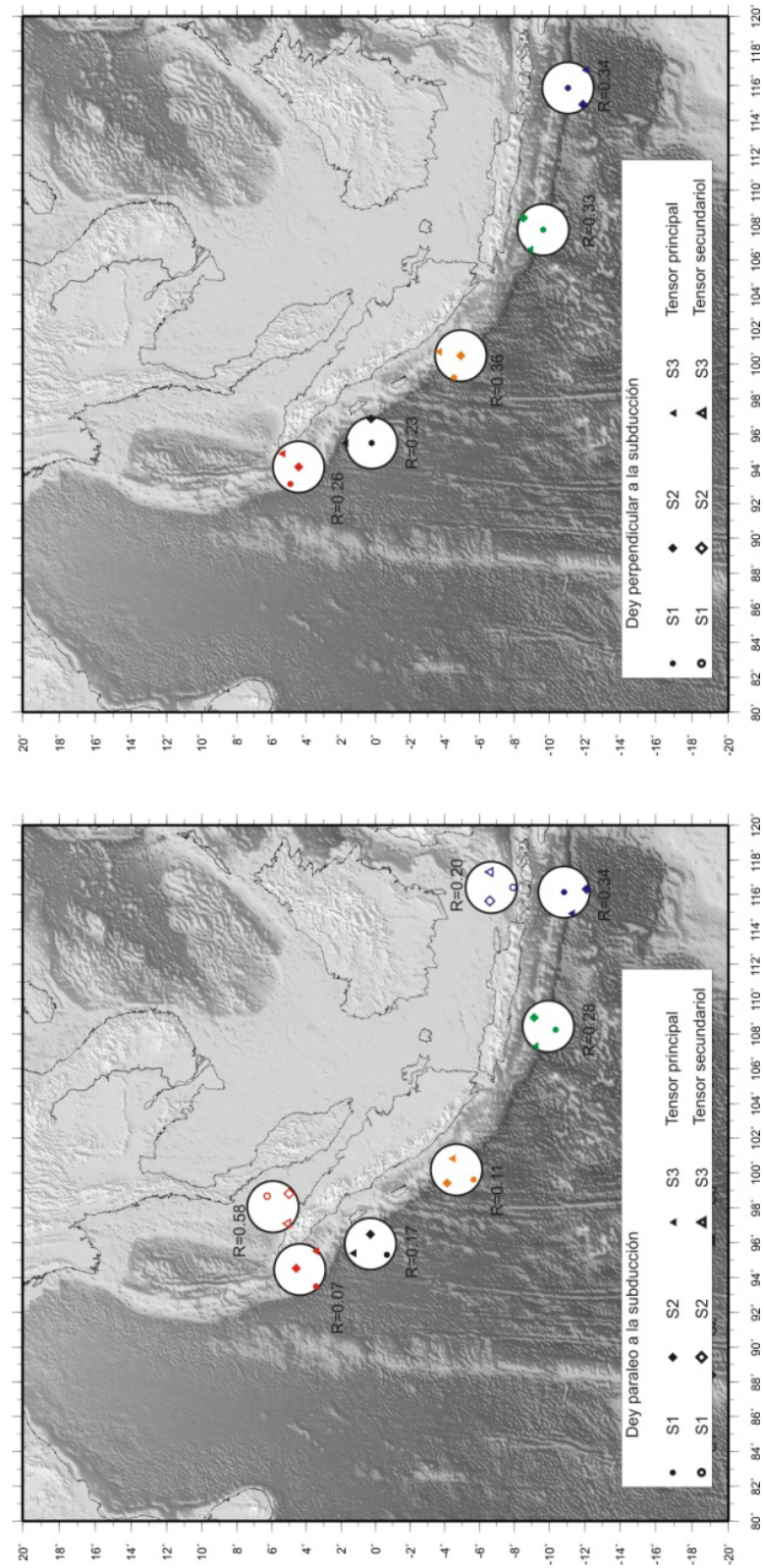


Figura 6.21 Tensores de esfuerzos calculados para las poblaciones seleccionadas. La profundidad de los mecanismos focales está comprendida entre 0 y 20 km.

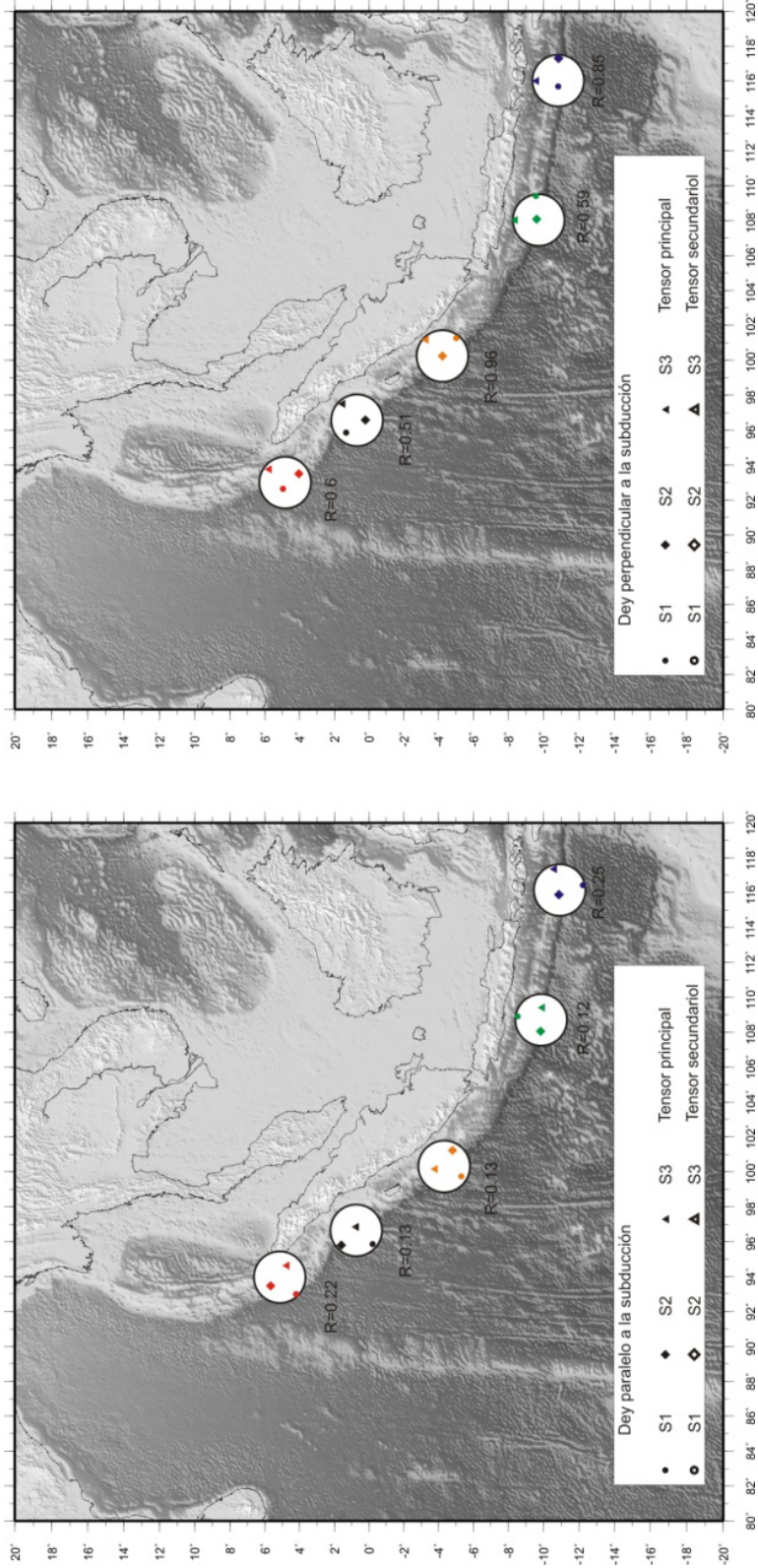


Figura 6.22 Tensores de esfuerzos calculados para las poblaciones seleccionadas. La profundidad de los mecanismos focales está comprendida entre 20 y 50 km.

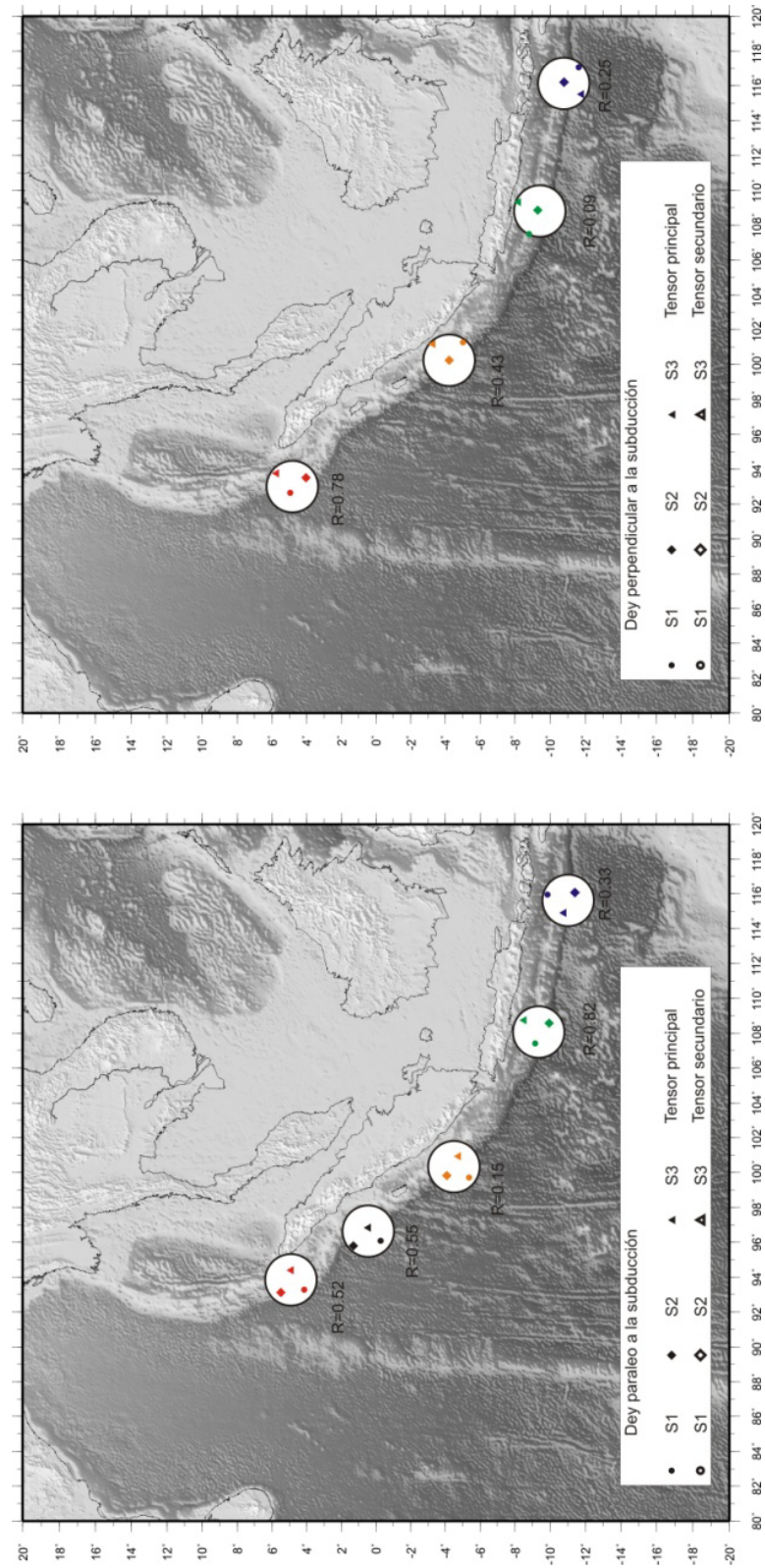


Figura 6.23 Tensores de esfuerzos calculados para las poblaciones focales seleccionadas. La profundidad de los mecanismos focales está comprendida entre 50 y 120 km.

<i>Población</i>		<i>N(N_{0d})</i>	<i>Fricción</i>	<i>Cohesión</i>	<i>S_{Hmax}</i>	<i>Principal</i>	<i>Slip</i>	σ_1	σ_2	σ_3	<i>R</i>
<i>Sumatra Norte</i>	<i>020 perpendicular</i>	12(16)	0.7	0.1575	115	39.58	22.26	14/294	75/130	03/025	0.26
	<i>020 paralelo one</i>	97(113)	0.1	0.0217	51	23.85	17.60	11/231	76/015	07/139	0.07
	<i>020 paralelo two</i>	12(16)	0.01	0.0017	158	39.46	16.54	74/058	00/152	15/242	0.58
	<i>2050 perpendicular</i>	18(23)	0.1	0.0392	133	33.95	33.37	60/294	27/142	12/046	0.6
	<i>2050 paralelo</i>	152(168)	0.2	0.0334	160	22.33	12.48	11/214	40/314	47/112	0.22
	<i>50120 perpendicular</i>	13(16)	0.1	0.0277	119	32.95	16.32	05/297	52/200	38/031	0.78
	<i>50120 paralelo</i>	50(50)	0.01	0.0013	20	23.30	11.92	23/209	18/307	60/071	0.52
	<i>020 perpendicular</i>	11(17)	0.1	0.0087	93	22.04	14.29	79/231	07/099	09/008	0.23
<i>Sumatra Centro</i>	<i>020 paralelo</i>	69(77)	0.01	0.0033	46	30.89	25.25	16/225	58/105	26/323	0.17
	<i>2050 perpendicular</i>	11(12)	0.1	0.0198	138	31.32	19.73	16/314	60/192	23/051	0.51
	<i>2050 paralelo</i>	167(181)	0.4	0.0671	40	13.86	11.55	12/220	01/310	79/041	0.13
	<i>50120</i>	25(27)	0.01	0.002	9	34.01	18.11	30/205	17/304	54/061	0.55
<i>Sumatra Sur</i>	<i>020 perpendicular</i>	12(19)	0.2	0.0483	99	27.52	20.94	01/278	86/165	02/008	0.36
	<i>020 paralelo</i>	102(109)	0.3	0.0466	25	19.08	11.53	15/205	25/303	59/087	0.11
	<i>2050 perpendicular</i>	22(28)	0.8	0.0694	128	23.08	22.54	09/129	76/268	08/238	0.96
	<i>2050c paralelo</i>	211(231)	0.2	0.0332	36	17.38	15.26	14/214	30/115	55/326	0.13
	<i>50120 perpendicular</i>	21(24)	0.2	0.0658	123	31.35	27.41	06/302	77/186	11/033	0.43
	<i>50120c paralelo</i>	104(128)	0.4	0.163	21	25.28	23.39	10/201	52/305	36/103	0.15

Java Oeste	020 perpendicular	18(20)	0.3	0.0075	27	32.72	8.70	85/205	04/026	00/296	0.33
	020 paralelo	10(17)	0.2	0.0257	16	46.23	16.36	58/192	31/020	03/288	0.28
	2050 perpendicular	8(8)	0.2	0.0613	90	36.27	27.38	06/090	83/239	03/360	0.59
	2050 paralelo	17(17)	0.6	0.0709	3	18.9	8.8	00/003	48/273	42/094	0.12
	50120 perpendicular	13(14)	0.2	0.0289	120	31.35	27.41	06/302	77/186	11/033	0.09
Java Este	50120 paralelo	16(14)	0.01	0.0082	120	47.09	51.03	24/287	48/167	32/033	0.82
	020 perpendicular	14(15)	0.1	0.0194	41	24.86	19.99	75/032	14/223	03/132	0.34
	020e paralelo one	40(61)	0.3	0.0345	18	33.77	22.07	86/359	04/162	01/252	0.34
	020 paralelo two	19(21)	0.3	0.1507	15	34.15	25.07	03/195	37/287	52/101	0.2
	2050 perpendicular	25(27)	0.2	0.0327	94	23.17	21.11	73/274	16/096	06/004	0.85
	2050 paralelo	51(62)	0.01	0.003	99	32.01	24.39	07/172	59/274	30/077	0.25
	50120 perpendicular	20(20)	0.1	0.0257	119	27.76	19.66	16/120	73/277	06/028	0.25
	50120e paralelo	46(56)	0.2	0.1462	31	41.61	45.71	04/032	46/125	45/298	0.33

Tabla 6.1 σ_1 , σ_2 y σ_3 representan la dirección y el buzamiento de los esfuerzos principales. N es el número de eventos que ajustan con solución dada. S_{Hmax} es la orientación en grados del máximo esfuerzo compresivo en la horizontal. R es el stress ratio. $Slip$ y $Principal$ los parámetros angulares para ver la calidad del tensor.

6.4.2 Secciones perpendiculares a la zona de subducción

Se han realizado 6 cortes perpendiculares a la zona de subducción, en los que se han incluido los mecanismos focales localizados a 100 km a cada lado del perfil (Figura 6.24), en aquellos sectores que consideramos más interesantes o que cuentan con mayor número de datos, utilizando el mismo código de colores que en la Figura 6.11.

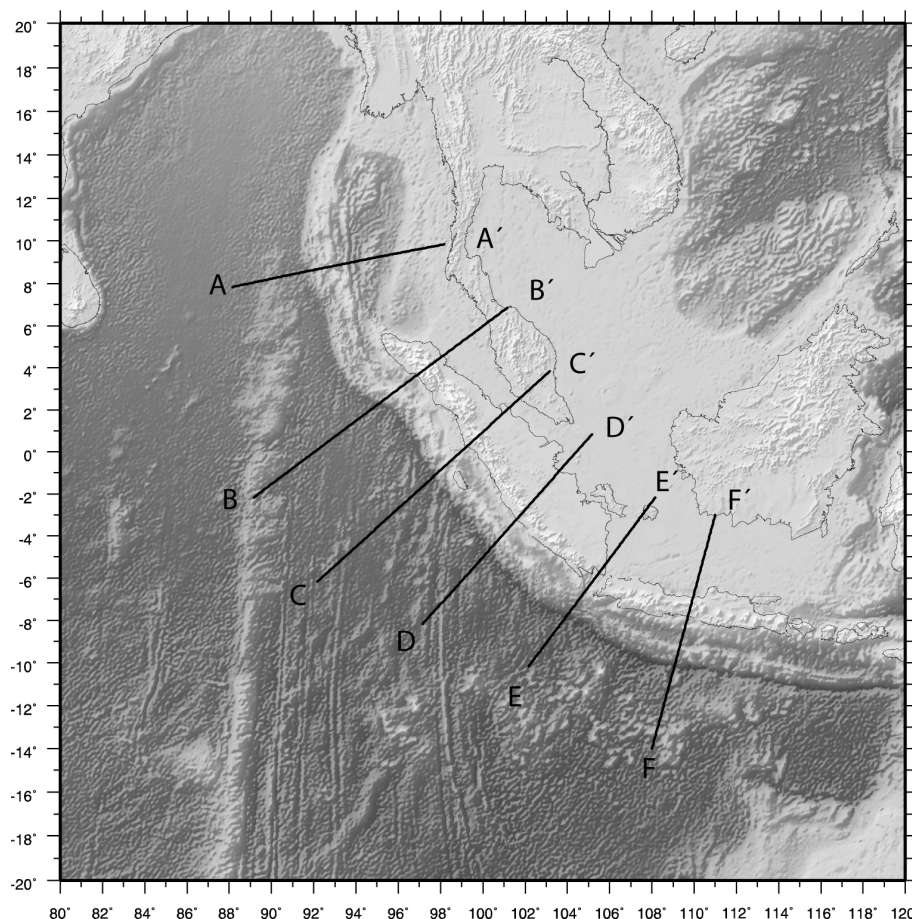


Figura 6.24 Posición de los cortes que se han realizado.

El perfil A (Figura 6.25 izquierda), el más septentrional, atraviesa la fosa de Andamán, así como la cresta y el mar del mismo nombre. Observamos que en la fosa predominan los mecanismos extensionales, en tonos azules, aunque en la zona de la elevación de Andamán son mayoritarios los compresivos. En profundidad, la sismicidad se concentra, definiendo la geometría de la subducción. A partir de los 40 km, sólo se registran mecanismos inversos, cuya componente de desgarre va aumentando en profundidad. El buzamiento estimado del plano de Benioff-Wadati es de 71° . En el área del mar de Andamán, separada de la subducción por un intervalo sin terremotos, todos los mecanismos son extensionales, aunque entre los 25 y 30 km de profundidad se localizan varios eventos compresivos. Es significativa la localización de varios mecanismos de desgarre puro en la zona de más profundidad lo que indicaría una deformación por cizalla con sentido de movimiento horizontal.

En el sector occidental del perfil B (Figura 6.25 derecha), en las proximidades de la Cresta de Ninetyeast dominan los mecanismos de desgarre. En la fosa, en los primeros 30 km, son mayoritarios los de tipo inverso, aunque hay muchos mecanismos de tipo extensional. En la franja que va desde los 30 hasta los 45 km, sólo se localizan mecanismos inversos, bastante puros. En este sector destaca el mecanismo del terremoto del 26 de diciembre de 2004. Nuevamente, hasta los 60 km se mezclan los mecanismos normales e inversos y a partir de dicha profundidad los mecanismos no están tan agrupados, presentando un carácter mayoritario de tipo desgarre. El buzamiento del plano de Benioff-Wadati es de unos 70° . En la zona tras-arco, dominan claramente los mecanismos de desgarre, y están localizados en la parte más superficial de la corteza.

En el perfil C (Figura 6.26; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** izquierda), observamos una menor de sismicidad en la litosfera oceánica aumentando en las proximidades de la fosa, siendo mayoritarios los mecanismos de desgarre. Más al este, se aprecia que dominan los mecanismos extensionales. Coincidiendo con la estabilización de la topografía al nivel del mar, se localizan mecanismos de todo tipo en los primeros 20 km, mientras que al aumentar la profundidad destaca la presencia de mecanismos compresivos puros. A partir de los 50 km, la sismicidad se hace más dispersa, aunque dibuja claramente la geometría de la subducción. Hasta los 80 km, aunque todos los mecanismos son compresivos, encontramos cabeceos altos y bajos, pero a partir de dicha profundidad sólo encontramos cabeceos bajos. El buzamiento del plano de Benioff-Wadati es de unos 65° . Hacia el este, se aprecia una estrecha franja con muy poca actividad sísmica, sólo alterada por una nube de mecanismos de desgarre, en su mayoría puro, localizados entre los 10 y los 20 km de profundidad.

En el caso del perfil D (Figura 6.26; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** derecha), la sismicidad es continua, en la zona de litosfera oceánica, principalmente en su parte más superficial. Todos los mecanismos hasta la fosa son de desgarre. En la fosa propiamente dicha dominan los mecanismos de desgarre puro. La topografía no se eleva de forma continua, sino que lo hace escalonadamente, incluso observamos una pequeña cuenca tras-arco, bajo la cual son mayoritarios los mecanismos focales inversos con cabeceos altos. En profundidad dominan los mecanismos compresivos, hasta los 80 km, donde los cabeceos son menores. El cabeceo del plano de Benioff-Wadati es de unos 75° . Hacia el interior de la Placa de Sunda, los mecanismos dominantes son direccional-extensionales. Aparece una nube de mecanismos de desgarre asociados como en el caso anterior, a la Gran Falla de Sumatra, y que en profundidad alcanza los 25 km.

En la sección E (Figura 6.27 izquierda), la sismicidad se localiza de forma continua a lo largo del plano de Benioff, además los hipocentros no están restringidos a este plano si no que se

localizan en toda la sección. Los terremotos más superficiales son de tipo variado, pero entre los 20 y 35 kilómetros dominan los de tipo compresivo. Desde este punto hasta los 70 km aparecen terremotos extensionales. A partir de los 70 kilómetros los mecanismos se concentran en dos zonas, en torno a los 100 kilómetros mecanismos compresivos-desgarre, en la parte interna de la placa y alrededor de 140 kilómetros extensionales, pero en la zona externa de la placa. Este comportamiento se ha observado en otras zonas de subducción, como la de las Islas Kuriles (Christova et al., 2006). En la zona tras-arco apenas hay mecanismos focales. La inclinación del plano es de 78°.

Por último en la sección F (Figura 6.27 derecha) los mecanismos focales son mucho menos numerosos. En la zona superficial la mayoría de los mecanismos focales son extensionales. A partir de los 30 kilómetros, los mecanismos son compresivos aunque con extensionales y desgarres intercalados. En profundidad vuelven a dominar los mecanismos extensionales. El buzamiento del plano de subducción es más bajo en esta zona (66 °).

6.4.2.1 Análisis del régimen de esfuerzo/deformación en profundidad

Con el objetivo de observar de una manera continua la variación del régimen de esfuerzos en profundidad se ha procedido a realizar unas secciones del factor de forma a lo largo de los cortes mostrados anteriormente. Así se pueden observar las variaciones de la relación axial de la deformación en profundidad, de manera continua. Estas secciones se han extraído de un modelo tridimensional generado a partir de los datos puntuales calculados a partir del modelo de deslizamiento como se ha explicado en capítulo 2 (Figura 6.28). En las figuras se ha incorporado la traza del plano de subducción extraído de los modelos de Hayes *et al.* (2012).

En la Figura 6.28; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** A, destaca el máximo extensional situado en el Mar de Andamán y que alcanza los 30 km de profundidad. En el plano de subducción se distingue una zona extensional entre los 15 y los 25 km.

Los cortes B, C y D se sitúan en la zona de Sumatra. En todos ellos se aprecia como el plano de subducción aparece en tonos rojos, localmente interrumpido por pequeñas zonas extensionales. Al este se distingue una zona en color blanco que corresponde a la Falla de Sumatra. La profundidad máxima no sobrepasa los 20 kilómetros y parece que hacia el sur (Figura 6.28 D) su extensión es más limitada.

En la parte occidental de Java (Figura 6.28 E) dominan los colores claros, no se aprecian zonas de máximos, parece una zona de transición al área central de la isla, donde la extensión es mayoritaria en los 18 kilómetros superficiales, tanto en la zona ante-arco como en la tras-arco.

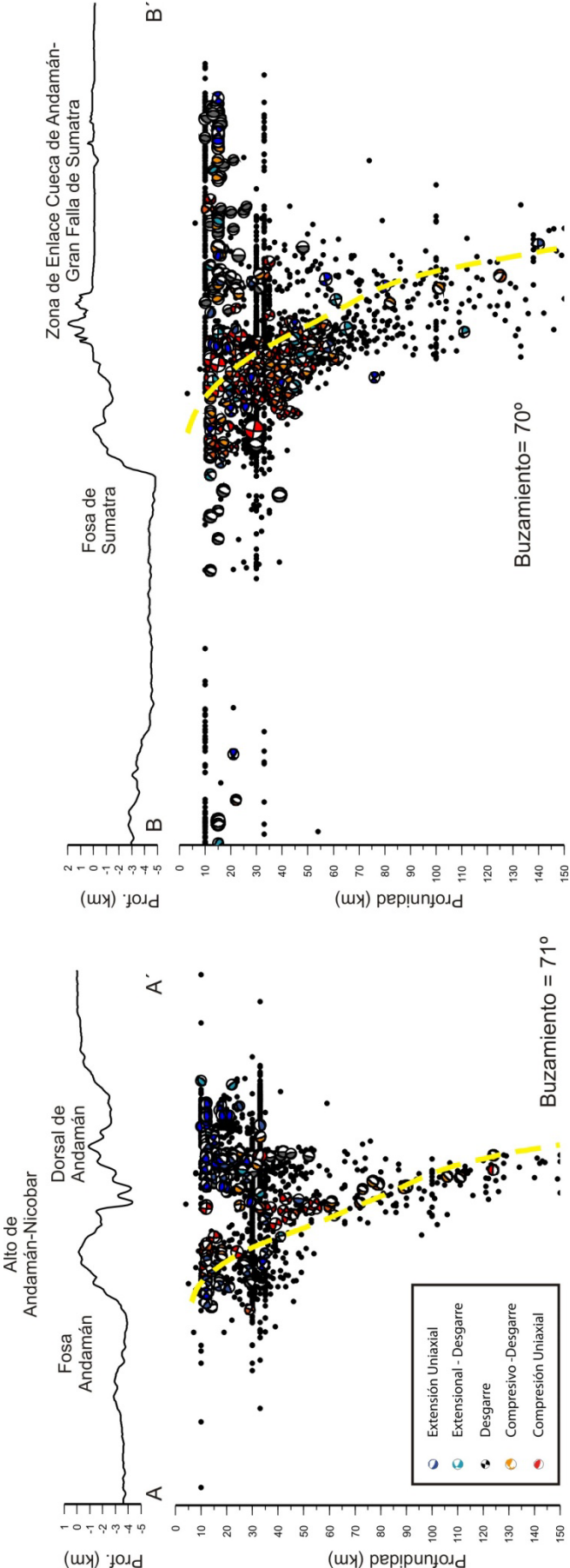


Figura 6.25 Secciones A-A' y B-B' en las que se representan los hipocentros del catálogo NEIC y mecanismos focales del catálogo de Harvard.

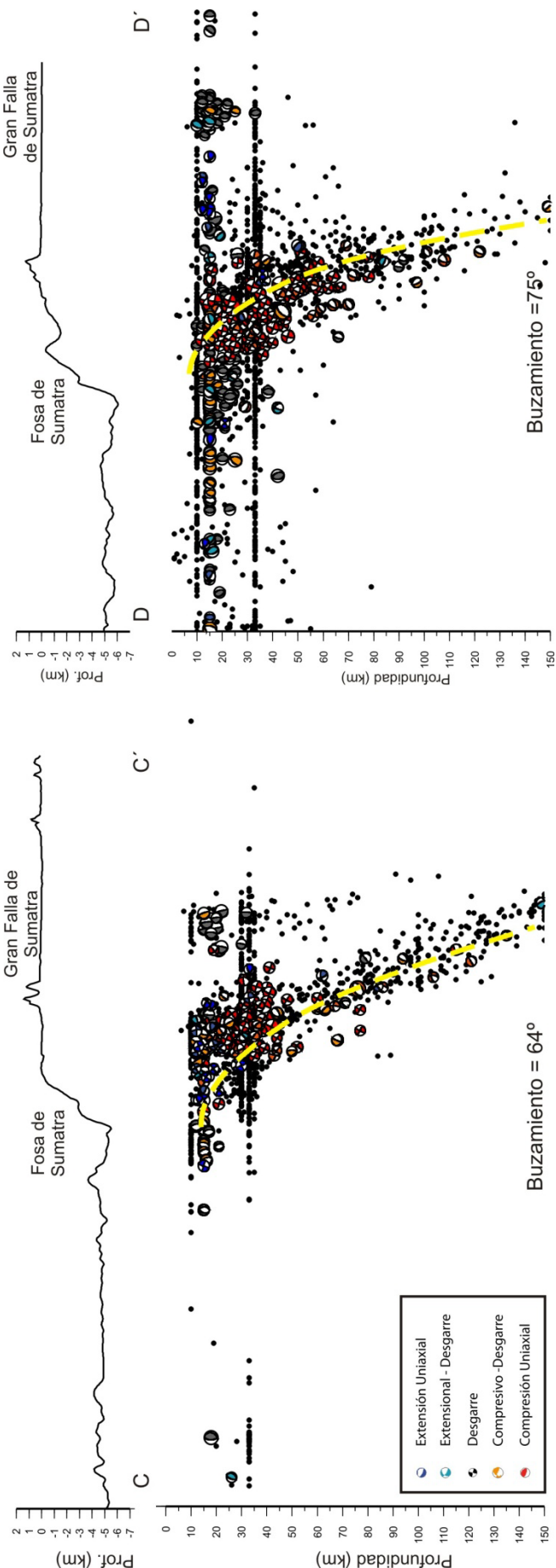


Figura 6.26 Secciones C-C' y D-D' en las que se representan los hipocentros del catálogo NEIC y mecanismos focales del catálogo de Harvard.

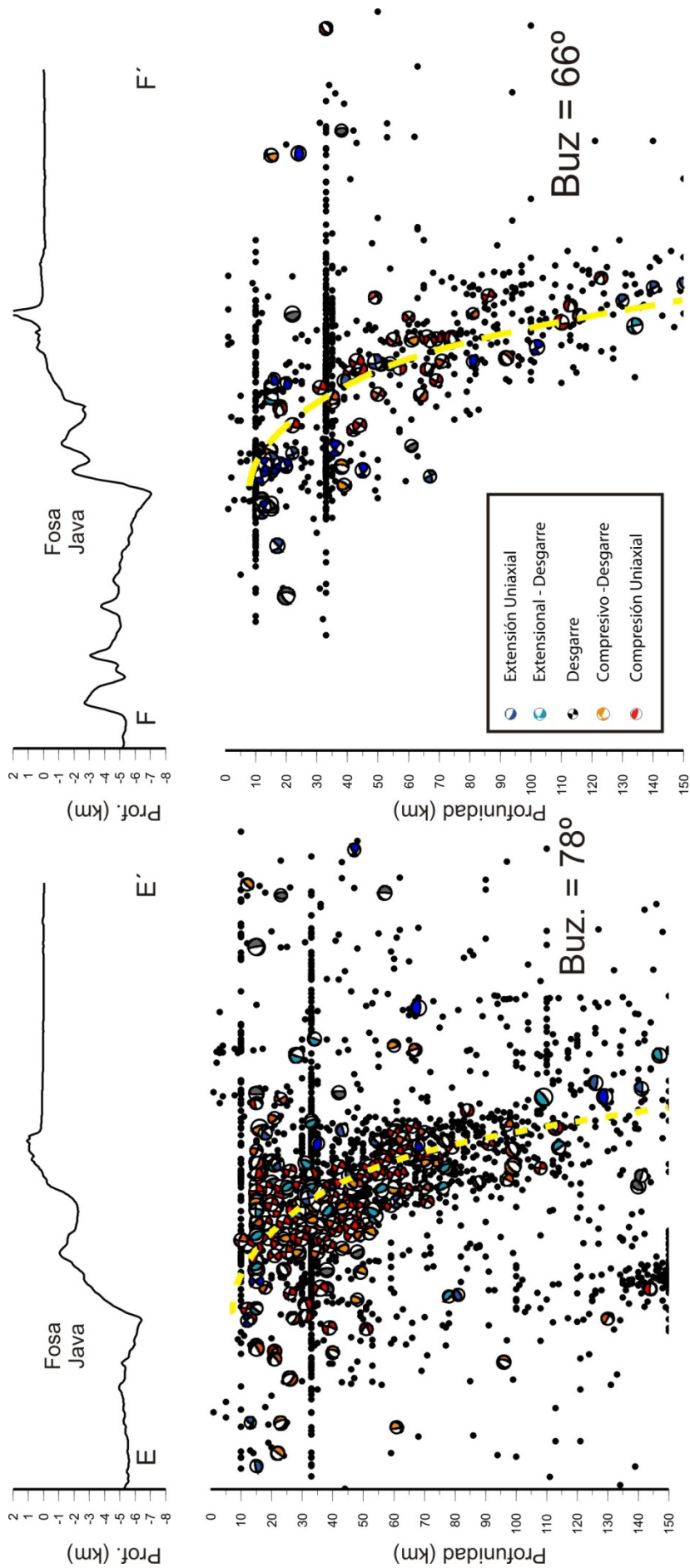


Figura 6.27 Secciones E-E' y F-F'en las que se representan los hipocentros del catálogo NEIC y mecanismos focales del catálogo de Harvard.

6.4.2.2 Análisis del régimen de esfuerzo/deformación en profundidad

En la parte occidental de Java (Figura 6.28 E) dominan los colores claros, no se aprecian zonas de máximos, parece una zona de transición al área central de la isla, donde la extensión es mayoritaria en los 18 kilómetros superficiales, tanto en la zona ante-arco como en la tras-arco.

La Figura 6.28 F es la que muestra más diferencias con las anteriores. En los primeros 20 kilómetros el régimen dominante es la extensión, tanto en el ante-arco como en el tras-arco. Este resultado es coherente con los modelos de Cloetingh y Wortel (1985). En profundidad y en relación con el plano de subducción se alternan zonas compresivas, con zonas mixtas.

6.5 Conclusiones

En el mundo existen varias zonas de subducción en las que se ha documentado partición de la deformación, como son la de Sumatra, la de Hikurangi en la isla Norte de Nueva Zelanda o la Liquiñe-Ofqui en Chile. En estas regiones la deformación se distribuye en estructuras compresivas y corredores de fallas de desgarre, paralelos a la fosa. Con el objetivo de observar la variación del régimen de esfuerzos en este tipo de zonas se han analizado los mecanismos focales registrados por el catálogo de Harvard desde el año 1976.

En la zona de subducción de Sumatra convergen por un lado la corteza oceánica de las placas India y Australiana, que tienen un límite difuso y se mueven de forma solidaria desde hace al menos 20 millones de años. La Placa de Sunda por su parte está compuesta por corteza continental excepto en la Cuenca de Andamán donde se está generado corteza oceánica. Al norte, existe un punto triple, donde están en contacto la propia Placa de Sunda, además de la de la India y la Euroasiática. Entre estas dos últimas el movimiento es lateral formando corredores de falla como el de Kawang y Sagaing. Hacia el sur y de forma paralela a la fosa se generan también estructuras de desgarre, que pueden ser extensionales o compresivas dependiendo de la curvatura que tomen. Así por ejemplo se forma la cuenca extensional de Andamán. En la Isla de Sumatra las imágenes de satélite y los modelos digitales del terreno permiten cartografiar la Gran Falla de Sumatra, y como su geometría está asociada a los volcanes del arco volcánico. Al sur, en la Isla de Java, la orientación de la fosa gira 90°, lo que hace que la convergencia sea prácticamente ortogonal, por lo que los desgarres pierden su importancia.

La sismicidad es muy importante en la región, donde cabe destacar el terremoto de 2004 con Mw=9.3. En el norte del área estudiada, los hipocentros raramente superan los 70 km de profundidad, distinguiéndose dos ramas, la oeste asociada a la fosa y la del este con la expansión oceánica. Desde la Fosa de Sumatra hacia el sur, la sismicidad es la característica de una zona de subducción, en la que se aprecia un aumento progresivo de la profundidad de los terremotos, pudiendo definirse el plano de Benioff. Cabe destacar que la zona afectada es más estrecha en

Sumatra y Sunda, y más ancha en Java, por lo que el buzamiento del plano parece ser algo menor en el sur.

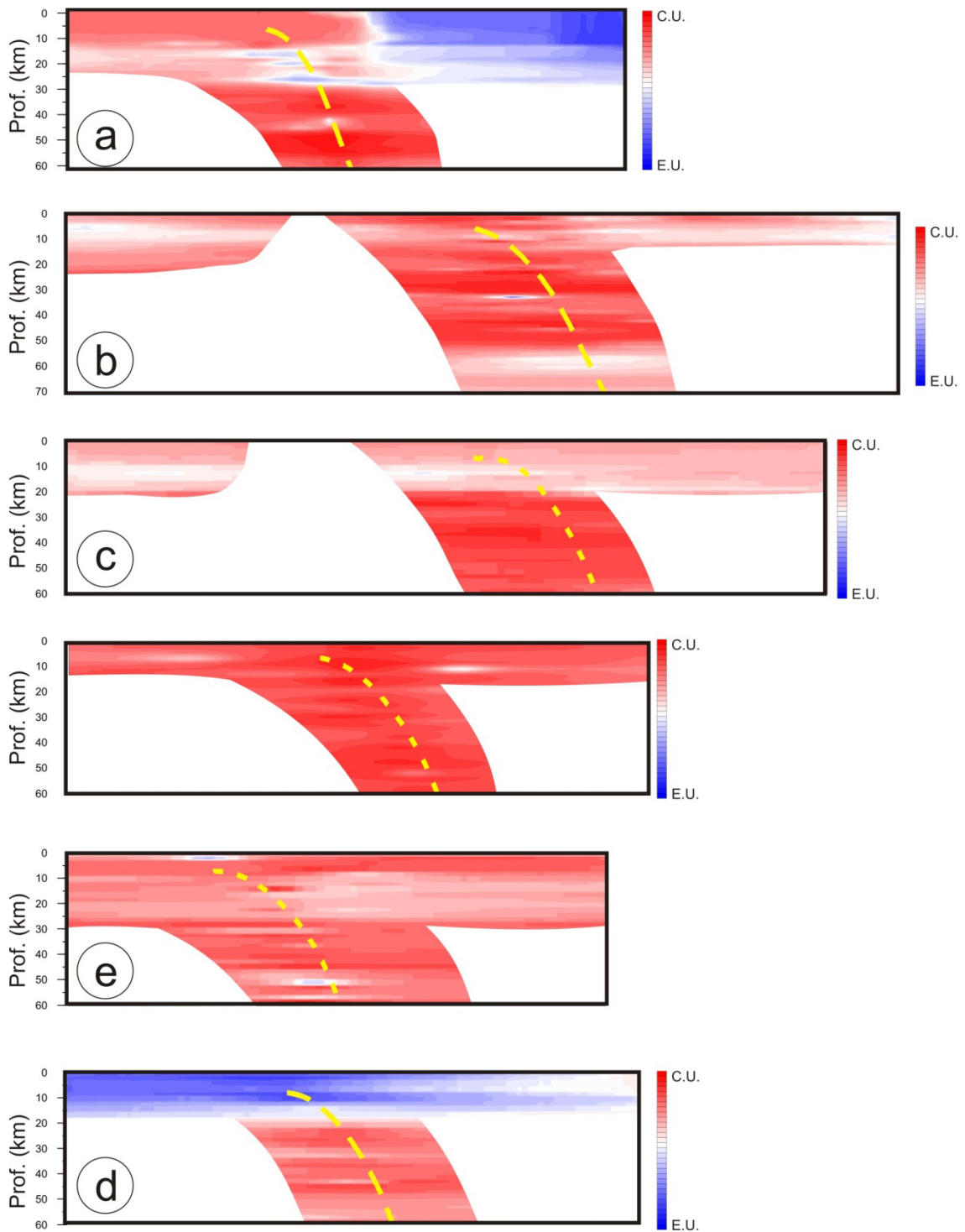


Figura 6.28 Secciones del factor de forma extraídas de un volumen, generado a partir de los datos puntuales, obtenidos del Modelo de Deslizamiento.

Para el análisis de los esfuerzos se han generado los mapas de factor de forma (k') y de máximo acortamiento en la horizontal (Dey), determinados de forma puntual para cada mecanismo focal a partir del Modelo de Deslizamiento. La orientación de los vectores del mapa de Dey, son coherentes con las orientaciones recogidas en el World Stress Map. Se observa que en las placas India y Australiana los vectores son NW-SE, pero cuando nos aproximamos a la fosa, rotan y son ortogonales a la misma. El mapa de factor de forma permite distinguir que la zona de corteza oceánica está dominada por esfuerzos de carácter compresivo, como revelan los pliegues en los sedimentos marinos. En la fosa alternan zonas extensionales y compresivas, aunque en profundidad el estado de esfuerzos es más homogéneo, como permiten observar los mapas seriados a distintas profundidades.

La aplicación de los mapas de factor de forma, permite además una selección más homogénea de las poblaciones para el análisis poblacional de fallas, obteniéndose así unos mejores resultados y un mejor análisis de la cinemática del área.

En la Figura 6.29 se puede ver la variación de los esfuerzos en la zona de subducción de Sumatra, integrando los resultados de las distintas metodologías aplicadas en este trabajo. En la parte somera dominan los esfuerzos compresivos tanto en la región de Andamán como en Sumatra, mientras que en Java lo hacen los extensionales. Este hecho se relaciona con que en esta última región el vector de desplazamiento de la placa India y Australiana es prácticamente perpendicular a la fosa mientras que en hacia el norte es oblicuo. Así en Java se observan mecanismos focales relacionados con el plegamiento de la placa, mientras que en Sumatra y Sunda se registran mecanismos compresivos relacionados con cabalgamientos asociados a la propia subducción y a las terminaciones compresivas de zonas transpresivas. Por su parte, en la zona tras-arco se distingue claramente la zona extensional de la Cuenca de Andamán, asociada a la expansión del fondo oceánico. Los sistemas de fallas de Sumatra y Mentawai son los que controlan la actividad sísmica en la isla de Sumatra, además de la distribución de cuencas.

La generación de secciones del factor de forma permite estudiar la variación lateral de los esfuerzos, pudiendo observar detalles que quedan difuminados en los mapas y en el análisis poblacional. En el norte la Cuenca de Andamán es claramente extensional en superficie, pero su impronta desaparece a los 25 km de profundidad. Las secciones muestran como varia lateralmente la relación de esfuerzos, definiendo claramente la zona de influencia de los desgarres lateral derechos, que no era fácilmente detectable con las técnicas convencionales.

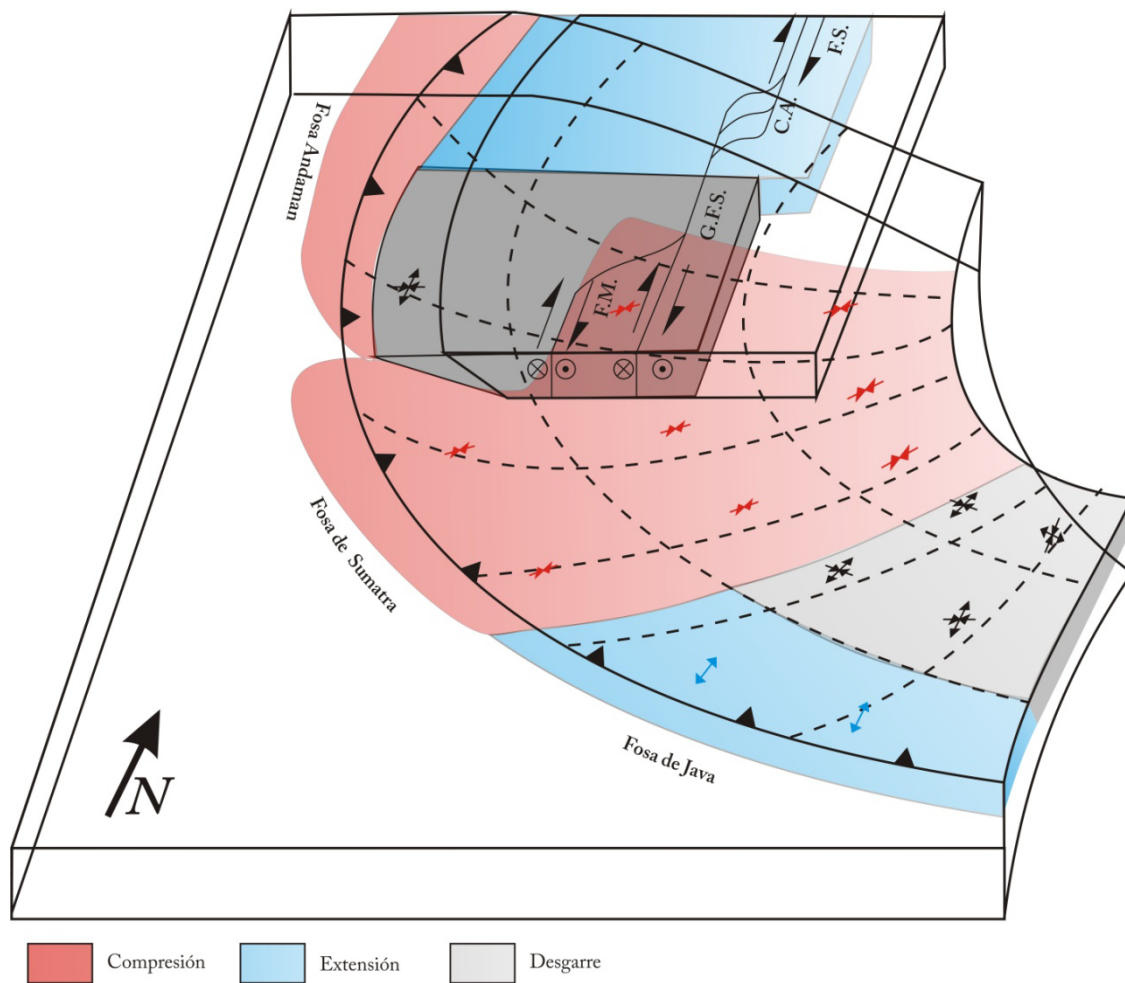


Figura 6.29 Bloque diagrama en el que se representan los esfuerzos dominantes, representados por colores. Las flechas de colores indican la orientación de los esfuerzos principales.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

Esta Tesis Doctoral es el compendio de distintos trabajos de investigación que tienen como hilo conductor el análisis de mecanismos focales para el estudio del estado de esfuerzos en la Corteza. Este tipo de dato es el único que permite investigar de forma global y sin limitación de profundidad la variación de los esfuerzos que se generan principalmente en los bordes de placas y que son sensibles a variaciones regionales y locales asociadas a estructuras geológicas.

A continuación se desarrollan las principales conclusiones obtenidas en esta Tesis Doctoral:

El eje principal de este trabajo es la determinación de la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey) y de la relación entre la deformación en la vertical y en la horizontal, denominado factor de forma (k'). Estos parámetros han sido calculados a partir del Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), de forma individual para cada mecanismo focal. En este trabajo se propone una metodología que permite analizar las variaciones en planta y en profundidad de ambos parámetros. Mediante la interpolación de los datos puntuales se han podido estudiar las variaciones continuas en orientaciones y regímenes de esfuerzos, mejorando la resolución y extensión de los datos de los trabajos previos. Se han analizado distintas regiones cuyos resultados se expondrán a lo largo del presente capítulo de conclusiones.

En el capítulo 3 se ha analizado con la metodología propuesta el catálogo del *Centroid Moment Tensor* que es el más completo temporalmente y homogéneo en calidad de los datos. Por un lado se ha demostrado que las formas puras de deformación, con valores altos de cabeceo y/o buzamiento, son en las que se disipa más energía en forma de terremotos, ya que este tipo de rotura o reactivación de plano resulta más eficiente que las formas transicionales.

Se ha determinado el parámetro b de la ley de Gutenberg-Richter para los conjuntos de datos de fallas inversas, fallas normales y desgarres. Al analizar el catálogo completo se obtienen valores de b próximos a 1. El conjunto de fallas normales es el que presenta un valor de b más alto porque se registran mayor número de eventos de este tipo con magnitudes (M_w) entre 5 y 6, sobre todo en las dorsales, donde la resistencia friccional de la corteza es menor. Por su parte los terremotos de falla inversa son menos frecuentes pero de magnitud mayor, ya que presentan una mayor área de rotura.

El uso de los ejes P, T y B como equivalentes a σ_1 , σ_2 y σ_3 puede considerarse como una buena aproximación pero en trabajos previos se ha demostrado que no siempre estos ejes coinciden y por lo tanto pueden observarse variaciones más o menos importantes entre los resultados obtenidos con esta asunción y los obtenidos mediante el Modelo de Deslizamiento.

Los mapas de máximo acortamiento (Dey) y factor de forma (k') son muy consistentes con los publicados anteriormente, obtenidos con distintas aproximaciones. Además son internamente homogéneos y consistentes, es decir no existen zonas donde se aprecien variaciones inesperadas y que no se puedan asociar con procesos geológicos. Los esfuerzos primarios originados en los límites de las placas son los que controlan el estado tensional de la placa, con variaciones y regionales locales. En estos límites ya sean compresivos, extensionales o de desgarre, los esfuerzos son principalmente perpendiculares a los mismos con distintos grados de oblicuidad, asumiendo que el esfuerzo dominante en las dorsales es el del empuje de las mismas y por tanto perpendiculares a la compresión. En Tanto el factor de forma como la dirección de acortamiento se mantienen a lo largo de cientos de kilómetros en las regiones intraplaca, que mayoritariamente están asociadas a grandes zonas de desgarre y de compresión, sobre todo si la Corteza tiene un espesor mayor de 40 km, aunque también se puede observar en zonas de Corteza Oceánica como la región central del Océano Índico y zonas del Pacífico, relacionados con zonas donde el manto está más cerca de la superficie. Esta continuidad en el estado tensional de las placas se ve alterada en zonas donde están produciendo estiramiento de la Corteza Continental como puede ser la región del Rift Africano o del Lago Baikal, o en zonas de colapso de cadenas montañosas como algunas regiones del Himalaya, Alpes, Pirineos o la cadena Larámide. En ambos se produce un levantamiento de la topografía por compensación isostática.

En el capítulo 4 se han estudiado como los esfuerzos varían en la zona occidental de la Placa Europea desde los bordes donde se generan y su relación con estructuras corticales resultado de varias fases de deformación. El patrón a gran escala de las direcciones de acortamiento es perpendicular a los límites de placa: Dorsal MedioAtlántica, y limite convergente entre la Placa Europea y la Placa Africana, pero se ve perturbado por importantes discontinuidades mecánicas, como la Falla de Anatolia o el Graben del Rhin, por cargas topográficas como las cadenas montañosas alpinas o la presencia de bloques o microplacas, como la de Adria.

El régimen de esfuerzo presenta una distribución compleja. El régimen de desgarre domina en las zonas alejadas de los propios bordes, por ejemplo en Bretaña, pero es alterado por zonas de extensión asociado a rift, como el Graben del Rhin, o por fenómenos de compensación isostática local como en Pirineos.

La relación entre el esfuerzo/deformación y la reología de la corteza no es siempre directa, aunque se puede asumir que en las zonas extensionales coinciden con zonas donde los valores de resistencia mecánica son más bajos y las compresivas con valores altos.

En el capítulo 5 se ha discutido el estado de esfuerzos en la Placa Ibérica. Además de generar los mapas de dirección de máximo acortamiento y de factor de forma se ha realizado la inversión de esfuerzos de los mecanismos focales, utilizando dichos mapas para seleccionar las poblaciones de la forma más homogénea posible, lo que se ha traducido en resultados con errores menores y en los que había que descartar pocos eventos.

Se observa que a lo largo del límite de placas entre Europa y África el régimen de esfuerzos varía progresivamente desde la Dorsal de Terceira, donde existe extensión triaxial, al Golfo de Cádiz, donde se ha calculado compresión uniaxial. Por otro lado, la orientación de σ_{Hmax} rota en el sentido de las agujas del reloj. Al pasar al dominio de Alborán y Béticas, se observa que dominan los esfuerzos extensionales. En el antepaís Ibérico, las poblaciones de mecanismos focales son representativas de la tectónica reciente que se observa y que está ampliamente documentada en la literatura. La extensión aumenta desde el sur hacia el norte y de oeste a este. Así desde el sur de Portugal la deformación compresiva se propaga hacia el norte, concentrándose en el Sistema Central y las sierras de Montejuto y Sintra. El registro estratigráfico muestra que la orientación de los esfuerzos es muy similar al menos desde el Plioceno. En la zona noroeste de la Península Ibérica la deformación se concentra en los sistemas de fallas de desgarre de Bragança y Vilariça y los mecanismos focales de Galicia están principalmente localizados a los *restraining bends* asociados. En Pirineos los mecanismos focales muestran extensión perpendicular a la cadena que se ve refrendada por las medidas de GPS y por la cartografía reciente en la que se distinguen fallas normales paralelas a la cadena con actividad neotectónica. En la Cadena Ibérica la extensión actual se sobre impone a la extensión del surco de Valencia durante el Plioceno y se concentra principalmente en el Graben del Jiloca y el Graben de Teruel. En la región de las Béticas y Alborán la sismicidad es muy compleja. La zona somera está dominada por extensión triaxial, aunque en profundidad parecen dominar los desgarres.

Los mapas de factor de forma y de dirección de máximo acortamiento en la horizontal se han refinado a partir de los nuevos mecanismos focales que los distintos catálogos han ido publicando. En las zonas con un importante número de eventos registrados las variaciones no son demasiado importantes, pero en las zonas del antepaís Ibérico se puede observar que el régimen transpresivo es dominante, bien limitado por los corredores de fallas del noroeste y la extensión de la Cadena Ibérica.

Desde el punto de peligrosidad sísmica estos mapas son de gran utilidad, integrados con toda la información existente ya que pueden ayudar a identificar zonas potencialmente activas en función de los terremotos que se podrían generar y de la orientación de las estructuras preexistentes.

La zona de subducción de Sumatra (capítulo 6) se ha seleccionado para estudiar la variación del estado de esfuerzos en profundidad, porque es una de las regiones donde existe un catálogo más completo y porque la convergencia pasa de ser oblicua al norte, es decir la deformación se reparte entre el propio plano de subducción y fallas de desgarre paralelas a la fosa, y frontal en la zona sur. Este cambio en la convergencia es debido a la forma curva de la propia fosa. El ángulo del plano de subducción es menor en la zona frontal y aumenta en la zona más oblicua.

La sismicidad es importante en la región, aunque los terremotos de mayor magnitud se concentran en el norte. En la región de la Cuenca de Andamán dominan los procesos extensionales, asociados a la creación de Corteza Oceánica que pasan a ser de tipo desgarre en la Isla de Sumatra. Al aumentar la profundidad los esfuerzos se hacen compresivos a lo largo de toda la placa, en la zona en que la convergencia es oblicua. Cuando la convergencia es frontal, los esfuerzos son extensionales en la parte somera y pasan a ser de desgarre a partir de los 20 km de profundidad. El hecho de que el eje del tensor vertical tenga una inclinación distinta del buzamiento del plano de subducción parece indicar que existen procesos, probablemente mantélicos, actuando sobre el plano.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. y Richards P. G. (1980) Quantitative seismology, theory and methods, W. H. Freeman, San Francisco
- Alasset, P.J. y Megharoui, M. (2005). Active faulting in the western Pyrénées (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures. *Tectonophysics*, 409, 1-4 , 39-54.
- Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C. and Sanz de Galdeano, C. (2001) Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). *Acta Geól. Hisp.* 36 3-4, pp. 283-295.
- Álvarez Gómez, J. A., (2009). Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Álvarez Gómez, J. A., (2014). FMC: a one-liner Python program to manage, classify and plot focal mechanisms. EGU Viena, 16, 10887.
- Álvarez, J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G. y Vegas, R. (2004) Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez. *Geotemas* 6 (5) 221-225 p.
- Amadei, B. y Stephanson, O. (1997). Rock stress and its measurements. Chapman & Hall, 490 pp.
- Amstutz, A. (1951). Sur l'évolution des structures alpines, *Arch. Sci.*, 4, 323-329.
- Anderson, E.M. (1951). The Dynamics of Faulting and Dike formation With Application in Britain. Oliver and Boyd, Edimburgh, 206 pp.
- Andeweg, B. (2002). *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis Doctoral, Universidad Libre de Amsterdam, 178 pp.
- Andeweg, B., Cloetingh, S., (2001). Evidence for an active sinistral shear zone in the western Alboran region. *Terra Nova* 13, 44-50.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 5835-5848.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction En: Continental deformation. Eds: P.L. Hancock. University of Bristol, Reino Unido. 421 pp.

- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (19): 1309-1318.
- Angelier, J., Bergerat F., Bellou, M. y Homberg, C. (2004 a). Co-seismic strike-slip fault displacement determined from push-up structures: Selsund Fault, South Iceland. *Journal of structural geology*. 26, 709-724.
- Angelier, J., Slunga, R., Bergerat, F., Stefansson, R. y Homberg, C. (2004b). Perturbation of stress and oceanic rift extension across transform faults shown by earthquakes focal mechanism in Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 271-284.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. y Manoussis, S. (1982). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. In single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Tectonophysics*, 125, 161-178.
- Antón, L. (2004). *Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: El Domo de Tormes*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 197 p.
- Argus, D.F., Demets, C., Gordon, R.G., Stein, S. y Woods, D. (1986): Plate motions between the North American, African, and Eurasian plates over the past 10 Ma. *EOS*, 67: 1-1199.
- Argus, D.F., Gordon, R. y Demets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12 (11).
- Arlegui, L. (1996). *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 308 pp.
- Asensio, A., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R.W., Vilajosana, I. (2012): GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophys. J. Int.* doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05525.x.
- Bada, G., Horvath, F., Cloetingh, S., Coblenz, D. y Tòth, T. (2001). Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Panonian basin. *Tectonics*, 20, 343-363.
- Baptie, B. (2009). Seismogenesis and state of stress in the UK. *Tectonophysics*, 482, 150-159.

- Baroux, E., Béthoux, N. y Bellier, O. (2001). Analyse of the stress field in southern France from earthquake focal mechanism. *Geophys. Jour. Int.*, 145, 336-348.
- Barton, C.A. and Zoback, M.D., (1994). Stress perturbations associated with active faults penetrated by boreholes: Possible evidence for near-complete stress drop and a new technique for stress magnitude measurement. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9373-9390.
- Bassi, G., Sabadini, R. y Rebaï, S. (1997). Modern tectonic regime in the Tyrrhenian area: observations and models. *Geophys. Jour. Int.*, 129, 330-346.
- Beck, M.E. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93, 1-11.
- Becker, A. y Davenport, C.A. (2001). Contemporary in situ stress determinations at three sites in Scotland and northern England. *Journal of Structural Geology*, 23, 407-419.
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Nicolas, M. y Granet, M. (1992). A closing Ligurian Sea ?. *Pure appl. Geophys.*, 139, 179-194.
- Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Bird, P., Liu, Z. y Rucker, W. K. (2008) Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization
- Bistacchi, A., Eva, E., Massironi, M. y Solarino, S. (2000). Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *Journal of Geodynamics*, 30, 205-228.
- Blanckenburg, F. von, y Davies, J.H. (1995). Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps, *Tectonics*, 14, 120 – 131.
- Boldreel, L.O. y Andersen, M.S. (1998). Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to the northeast Atlantic ridge-push and Atlantic foreland stresses. *Tectonophysics*, 300, 13-28.
- Bosworth, W., Strecker, M. y Blisniuk, P. (1992). Integration of East African paleostress and present-day stress data: Implications for continental stress field dynamics, *J. Geophys. Res.*

- Bott, M.H.P. (1959). The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Braunmiller, J., Kradolfer U., Baer M., Giardini D. (2002). Regional Moment- Tensor inversion in the European-Mediterranean area. *Tectonophysics*, 356, 5-22.
- Brudy, M. y Zoback, M.D., (1999). Drilling-induced tensile wall-fractures: implications for determination of in-situ stress orientation and magnitude. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36, 191-215.
- Brudy, M., Zoback, M.D., Fuchs, K., Rummel, F., y Baumgärtner, J. (1997), Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drillholes: Implications for crustal strength: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 18,453-18,475.
- Buform, E., Benito, B., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C., Muñoz, D., and Rodríguez, I. (2005). Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, southeastern Spain, region: seismotectonic and seismic-risk implications. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 549-567.
- Buform, E., Udias, A. y Colombas, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophysics*, 116: 615-626.
- Cabral, J. (1989): An example of intraplate neotectonic activity, Vilarica Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, 8: 285-303.
- Cabral, J. y Ribeiro, A. (1989): Incipient subduction along West-Iberia continental margin. *Inter. Geol. Congr.*, 28: 1.223.
- Calais, E., DeMets, C., Nocquet, J.M., (2003). Evidence for a post-3.16- Ma change in Nubia- Eurasia- North America plate motions? *EarthPlanet. Sci. Lett.* 216, 8-92.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991). An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism análisis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191, 399-409.
- Carey, E. y Brunier, M.B. (1974). Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *C. R. Acad, Sc, Paris* 279, 891-894.

- Carreño, E., Benito, B., Martínez Solares, J. M., Cabañas, L., Giner- Robles, J.L., Murphy, P., López, C., Del Fresno, C., Alcalde, J.M., Gaspar-Escribano, J. M., Antón, J.G., Martínez-Díaz, J., Cesca, S., Izquierdo, A., Sánchez Cabañero, J.G. and Expósito, P. (2008): The June 7, 2007 mb Lg 4.2 Escopete earthquake: an event with significant ground motion in a stable zone (Central Iberian Peninsula). *Seismological Research Letters* 79(6), 664-673. doi: 10.1785/gssrl.79.6.820.
- Célérier, B. (1988). How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?. *Tectonics*, 7 (6): 1257-1278.
- Chamot-Rooke N, Le Pichon X. (1999). GPS determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquake slip vectors at Sunda and Philippine trenches. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173:439–55
- Chevrot, S., Sylvander, M. y Delouis, B. (2011). A preliminary catalog of momento tensor for the Pyrenees. *Tectonophysics*, 510, 239-251. doi:10.1016/j.tecto.2011.07.011.
- Chiarabba, C., Jovane, L. y DiStefano R. (2005). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395, 251-268.
- Choukroune, P. y Seguret, M., (1973). Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity, *Gravity and Tectonics*, 141-156.
- Christova, C. (2015). Spatial distribution of the contemporary stress field in the KurileWadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms. *Journal of Geodynamics*, 83, 1-17 p.
- Christova, C. y Nikolova, B, (1998). New results on the contemporary plate tectonics in the Aegean region from seismological investigations. *Phys. Chem. Earth*, 23, 7-8, 785 – 798.
- Christova, C., Hirata, N. y Kato. A. (2006). Contemporary Stress Field in the Wadati-Benioff Zone at the Japan-Kurile Arc-arc Junction (North Honshu, the Hokkaido Corner and Hokkaido Island) by Inversion of Earthquake Focal Mechanisms. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*. 81, 55 – 70p.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1985). Regional stress field of the Indian plate. *Geophys. Res. Letter.*, 12, 77-80.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1986). Stress in the Indo-Australian plate. *Tectonophysics*, 132, 49-67.

- Cloetingh, S., (1988). Intraplate stresses: a new element in basin analysis, en Kleinspehn K.L. y Paola C., (Eds.), *New perspectives in Basin Analysis*, Springer-Verlag, New York, p. 205-230.
- Cloetingh, S., Burov, E. y Poliakov, A., (1999). Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris Basin). *Tectonics*, v. 18. doi, 10: 1064-1083.
- Cloetingh, S., Gradstein, F., Kooi, H., Grant, A. y Kaminski, M. (1990). Plate reorganization: a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic?. *Journal of the Geological Society*, London, 147, 495-506.
- Coca, M.P. (1999). *Métodos para la inversión del tensor momento sísmico: terremotos del sur de España*. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid.
- Collombet M., Thomas J.C., Chauvin A.: Tricart P.: Bouillin J.P. y Gratier J.P. (2002). Counterclockwise rotation of the Western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21, 141-150.
- Cox, J.W. (1970). The high resolution dipmeter reveals diprelated borehole and formation characteristics. 11th Annular Logging symposium. Soc. Prof. well log. Analysis.
- Cronin, V. (2004). A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists. http://www.earth.lsa.umich.edu/~keken/420/FM/Focal_mechanism_primer.pdf
- CSN (1998) *Proyecto SIGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica*. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, 10.1998, 239 p.
- CSN (2006). *Proyecto PRIOR: Determinación de fallas de Primer Orden mediante el análisis integrado de datos geológicos*. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, DID-15.06, 312 p.
- Cunningham, W. D. y Mann, P. (eds) 2007. *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. *Geological Society*, London, Special Publications, 290.
- Curry, J., Moore, D., Lawver, I., Emmel, F., Raitt, R., Henry, M. y Kieckhefer, R. (1979). Tectonics of the Andaman Sea and Burma, *AAPG Mem.* 29, 189-198.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990). Current plate motion. *Geophys. Jour. Int.*, 101, 425-478.

- De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 317 p.
- De Vicente, G. y Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics* doi:10.1016/j.tecto.2008.11.026
- De Vicente, G., (ed.) (2004). Estructura alpina del antepaís Ibérico. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, pp.587-634.
- De Vicente, G., Elorza, F.J., Muñoz-Martín, A. y Vegas R. (2005). Are methods of stress inversion appropriate applied to fractal geometry objects?. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 04074.
- De Vicente, G., Martín-Velázquez, S., Rodríguez-Pascua, M.A., Muñoz-Martín, A., Arcilla, M. y Andeweg, B. (2000): Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica. *Geotemas*, 1 (1): 95-98.
- De Vicente, G., Muñoz, A. y Giner, J. (1992a). El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 7-19.
- De Vicente, G., Olaiz, A, Muñoz-Martín, A., Vegas, R., Cloetingh, S., Galindo, J., Rueda, J. y Álvarez, J. (2006). Campo de esfuerzos activo entre Iberia y Argelia. Inversión de mecanismos focales del tensor del momento sísmico. 5ª Asamblea Hispano.Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Sevilla.
- Delvaux, D. (1994). Tensor interactive MS-DOS QuickBasic program developed for paleostress determinations on geological fractures and earthquake focal mechanisms. Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgica,
- Delvaux, D. y Barth, A. (2010). African stress pattern from formal inversión of focal mechanism data. *Tectonophysics*, 482, 105-128.
- Deplus C. (1998). Direct evidence of active deformation in the eastern Indian Ocean plate, *Geology* 26, 131-134 .
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 45: 265-283.

- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., (2004). Evolution of the European Cenozoic rift system: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33.
- Diamant, M., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen, M.T., Gerard, M., Lassal, O., Martin, A., y Malod (1992). Merttawai fault zone off Sumatra: A new key to the geodynamics of western Indonesian, *Geology*, 20, 259-262.
- Dreger, D. and Helmberger, D.V. (1993), Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data, *J. Geophys. Res.* 98 pp. 8107–8125
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A. y Woodhouse, J. H. (1981) Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.* 86, 2825-2852.
- Ekström, G., Nettles, M. y Dziewonski, A.M. (2010). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 200 – 201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Engelder, T. (1993). *Stress Regimes in the Lithosphere*. Princeton University Press, New Jersey, 457 pp.
- Fitch, T.J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, 4423-4462.
- Fleitout, L. y Froidevaux, C. (1982). Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics* 1, 21- 56.
- Forsyth, D. y Uyeda, S (1975). On the relative importance of the driving forces of plate tectonics, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 43, pp. 163-200.
- Frohlich, C. y Davis, S. D. (1993). Teleseismic b values; or, much ado about 1.0. *J. Geophys. Res.* 98, 631–644.
- Frohlich, C., Apperson, K. D., (1992). Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. *Tectonics* 11 (2), 279–296.
- Frohlich. C. y Davis, S. D. (1999). How well constrained are well-constrained T, B, and P axes in moment tensor catalogs?, *J. Geophys. Res.*, 104, 4901-4910.

- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín Lechado, C., Ruano, P. and Sanz de Galdeano, C. (2003) Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain), *Journal of Geodynamics* 36, pp. 239–250.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González- Lodeiro, F., Torcal, F., (1999). Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): example of a late Miocene- present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, 686–702.
- Gallart, J., Daignières, M., Gagnepain-Beyneix, J. y Hirn, A. (1985) Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees, *Ann. Geophys.* 3 (2), pp. 239–248.
- Gárate, J., Martín-Dávila, J., Khazaradze, G., Echeverría, A., Asensio, E., Gil, A.J., de Lacy, M.C., Armenteros, J.A., Ruiz, A.M., Gallastegui, J., Álvarez-Lobato, F., Ayala, C., Rodríguez-Caderot, G., Galindo-Zaldívar, J., Rimi, A. y Harnafi, M. (2014). Topo-Iberia project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, DOI 10.1007/s10291-014-0387-3
- García, S., Angelier, J., Bergerat, F., Homberg, C., (2002). Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone revealed by fault-slip data and earthquake focal mechanisms: the Husavik-Flatey Fault, Iceland, *Tectonophysics* 344, 157-174.
- García-Mayordomo (2015). Creación de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo del mapa de peligrosidad sísmica de España. Instituto Geológico y Minero de España, Riesgos geológicos/Geotécnia, nº 5. 129 pp. ISBN: 978-84-7840-964-8.
- Gephart, J.W. y Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. *Jour. Geoph. Res.*, 89, B11, 9305-9320.
- Gilbert, F. (1971). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22, 223-226.
- Giner-Robles, J.L., González-Casado, J.M., Gumiel, P. y García-Cuevas, C. (2003). Changes in strain trajectories in three different types of plate tectonic boundary deduced from earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, 372, 179-191.

- Giner-Robles, J.L., Gumiel, P., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., García-Mayordomo, J., Paredes, C. y González-Casado J.M. (2006). Importancia en la elección de la orientación del plano de falla en el análisis de mecanismos focales de terremotos. 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Martínez-Díaz, J.J. y González-Casado, J.M. (2009). Present-day strain field on the South American slab underneath the Sandwich Plate (Southern Atlantic Ocean): a kinematic model. En James, K. H., Lorente, M. A. & Pindell, J. L. (eds) *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328, 155–167. doi: 10.1144/SP328.6
- Giner-Robles, J.L., Pérez-lópez, R., Silva, P.g., Jiménez-Díaz, A. y Rodríguez-Pascua, M.A. (2012). Recent tectonic model for the Upper Tagus Basin (central Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 113-126.
- Gölke, M. y Coblenz, D. (1996): Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266: 11-24.
- Golonka, J., (2002). Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235-273.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D. (1999): Present and Recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308: 487-502.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., Dañobeitia, J., HITS scientific party, 2005. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 734–749.
- Gregersen, S. y Basham, P.W. (1989). Earthquakes at North Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound. Kluwer Academic Press. 716 pp.
- Grimison, N. L, Chen, Wang-Ping (1986). Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar region and the southern termination of the African-Somalian plate boundary. *Eos*, Transactions, American Geophysical Union, vol.67, no.44, pp.1105.

- Grüenthal, G. y Stromeyer, D. (1992): The Recent crustal stress field in Central Europe, trajectories and finite element modelling. *Jour. Geophys. Res.*, B, 97: 11805-11820.
- Gunnell Y., Zeyen H., Calvet M. (2008): Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 302-313. doi: 10.1016/j.epsl.2008.09.031.
- Gutenberg, B. y Richter C.F. (1954) *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed. (Princeton, N.J.: Princeton University Press, 17-19 ("Frequency and energy of earthquakes").
- Hafkenscheid, E., S. J. H. Buiter, M. J. R. Wortel, W. Spakman Y H. Bijwaard, 2001. Modelling the seismic velocity structure beneath Indonesia: a comparison with tomography. *Tectonophys.*, 333, 35-46.
- Haimson, B.C. y Fairhurst, C. (1969). In situ stress determination at great depth by means of hydraulic fracturation. *Proc. Symp. Rock. Mechanisc*, 11th, 559-584.
- Hall, R. (1996). Reconstructing Cenozoic SE Asia. In: Hall, R. and Blundell, D. J. (eds.) *Tectonic Evolution of SE Asia. Geological Society of London Special Publication* 106, 153-184.
- Harmserm, S.C. y Rogers, A.M. (1986). Inferences about the local stress field focal mechanism: applications to earthquakes in the southern Great Basin of Nevada. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76, 1560-1572.
- Hayes, G. P., Wald, D. J. y Johnson, R. L. (2012), Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.*, 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.
- Heidbach, O., Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Sperner, B., Fuchs, K. y Wenzel, F. (2007). Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database, *Tectonics*, 26, TC6014, doi:10.1029/2007TC002133.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfieb, D., y Müller, B. (2010). Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008, *Tectonophysics* 482, 3-15.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J.L., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuendez, J.I., Casas, A., Cabanas, L., Rincón, P., Cortes, A.L.,

- Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The Recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Hickman, S. y Zoback, M.D. (2004) Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole, Geophysical Research Letters, Vol. 31, no. 12 and 15, L15S12
- Hijazo, T. (2010). *Estimación de las tensiones naturales y su aplicación al diseño de túneles*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 335 pp.
- Hofstetter, R., Klinger, Y., Amrat, A., Rivera, L., Dorbath, L., (2007). Stress tensor and focal mechanisms along the Dead Sea fault and related structural elements based on seismological data. *Tectonophysics* 429 (3-4), 165-181
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat F. y Lacombe. O (2004). Using stress deflections to identify slip events in fault systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 3-4, 453-454.
- Hormuth, B., Rumpker, G., Deckert, H. y Kracht, M. (2014). Seismicity of northern upper Rhine Graben – Constraints on the present-day stress field from focal mechanisms. *Tectonophysics*, 632, 8-20.
- Husebye, E.S. y Mäntyniemi, P. (2005). The Kaliningrad, West Russia earthquakes on the 21st of September 2004-Surprise events in a very low-seismicity area. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 153, 227-236.
- IPSN, Institute de Protection et de la Sureté Nucleaire, (1993). *Seismotectonique de la France Metropolitaine dans son Cadre Géologique et Géophysique*. Memoires Société Géologique de France 1, 1- 76.
- Isacks, B., y Molnar, P. (1969). Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, 233(5211), pp.1121-1124.
- Isacks, B., y Molnar, P. (1971). Distribution of Stresses in The Descending Lithosphere from a Global Survey of Focal-Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes. *Reviews of Geophysics and Space physics*. 9 (1). 103- 144 p
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (2002): Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, 357: 159-186.

- Jaeger, J.C. and Cook, N.G.W., (1979). Fundamentals of rock mechanics. Chapman and Hall, London, United Kingdom, 593.
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1979). Fundamentals of rock mechanics, (3ª ed.). Chapman and Hall, London: 593 pp.
- Jarosinski, M. (2005). Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. *Tectonophysics*, 410, 189-216.
- Jenny, S., Goes, S., Giardini, D. y Kahle, H.G. (2006). Seismic potential of Southern Italy. *Tectonophysics*, 415, 81-101.
- Jiménez-Munt I., Garcia-Castellanos, D., Negredo, A.M. y Platt, J.P. (2005) Gravitational and tectonic forces controlling the post-collisional deformation and present-day stress of the Alps. Constraints from numerical modelling, *Tectonics*, 24, TC5009, doi: 10.1029/2004TC001754.
- Johannesson, H., Jakobsson, S.P., Saedmundsson, K., (1990). In: Geological Map of Iceland, Sheet 6, South Iceland, 3rd ed. Icelandic Museum of Natural History and Iceland Geodetic Survey, Reykjavik.
- Jurado, M.J. y Müller, B. (1997): Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia, new results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282: 99-115
- Kagan, Y. Y., (2005). Double-couple earthquake focal mechanism: random rotation and display. *Geophysical Journal International* 163, 1065–1072.
- Kagan, Y.Y. (1999). Universality of the seismic moment-tensor-frequency relation. *Pure Appl. Geophys.*, 155, 537-574.
- Kaiser, A., Reircherter, C., Hübscher, D. y Gajewski D. (2005). Variation of the present-day stress field within the North German Basin—insights from thin shell FE modeling based on residual GPS velocities. *Tectonophysics*, 397, 55-72.
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K.F., Giardini, G. y Andrew, J.M. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *J. Geophys. Res.* 109 B1, B01402.

- Kaverina, A. N., Lander, A. V., Prozorov, A. G., (1996). Global creep distribution and its relation to earthquake-source geometry and tectonic origin. *Geophysical Journal International* 125 (1), 249–265.
- Keary, P., Klepeis, K.A. y Vine, F.J. (2009). *Global tectonics*. 3º edición. Wiley – Blackwell. Reino Unido. 482 pp.
- Kiratzi, A.A. y Papazachos, C.B. (1995): Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics*, 243: 1-24.
- Kiratzi, A.A., (2002). Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 151, 360–376.
- Knott, S.D., Burchell, M.T., Jolley, E.W. y Fraser, A.J., 1993. Mesozoic to cenozoic plate reconstructions of the North Atlantic and hydrocarbon plays of the Atlantic margins. In: J.R. Parker, Editor, *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th conference*, Geological Society, London, pp. 953–974.
- Kreemer, C., Blewitt, G. y Klein, E.C. (2014). A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3849–3889.
- Krishna, K.S., Bull, J.M., y Scrutton, R.A., (2001). Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere: *Geology*, v. 29, p. 715–718, doi: 10.1130/0091-7613(2001)
- Lacan, P. y Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 9–30.
- Lallemand, S. y Funicielo, F. (Eds.) (2009). *Subduction Zone Geodynamics*. Springer-Verlag, New York, LLC, 296 pp. ISBN-13: 9783540880929.
- Lana, X. (1986). Estado de esfuerzos calculado a partir de un conjunto de mecanismos focales coherentes. *Rev. de Geofísica*, 42, 53–62.
- Larson, K., Freymueller, J.T., y Philipson, S. (1997). Global plate velocities from Global Positioning System. *J. Geophys. Res.* 102, 9961–9981.
- Lay, T. y Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences, in *Earthquakes Prediction: An Internal review*, Maurice Ewing Ser, vol. 4, edited by D.W. Simpson y P.G. Richardson, AGU, Washington D.C., 579–592.

- Le Dain, A. Y. (1984). Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions. *J. Geophys. Res.* 89, 453-472.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994). Paleostress trajectories maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers & Geosciences*: 20(2), 161-191.
- Lisle, R.J. (1987). Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, 1 (2): 155-158.
- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., González-Cortina, J.M., Gallart, J., Díaz, J. and Ruíz, M. (2004). Actividad Sísmica en el NO de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyec. GASPI. *Trabajos de Geología*, Vol 24.
- Lowrie, W. (1997) Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press. 381 pp.
- Malod, J.A., Mustafa Kemal, B., (1996). The Sumatra Margin: Oblique Subduction and Lateral Displacement of the Accretionary Prism. In: Hall, R., Blundell, D. (Eds.), *Tectonic Evolution of Southeast Asia. Special Publications*, vol. 106. Geological Society, London, pp. 19-28. doi:10.1144/GSL.SP.1996.106.01.03.
- Mancilla, F., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Morales, J., 2002. Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics* 354, 139-155.
- Martín-Algarra, A., Vera, J.A., 2004. La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 352-355.
- Martín-González, F. (2009): Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology* 107, 210-225. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.12.008.
- Martín-González, F., Antón, L., Insúa, L.M., De Vicente, G., Martínez-Díaz, J.J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N., y Olaiz, A. (2012). Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula, *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 52-69 http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39205

- Martín-González, F., Heredia N. (2011): Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula *Tectonophysics* 502, 75-89. doi:10.1016/j.tecto. 2010.03.002
- Mazabraud, Y., Bethoux, N., Guilbert, J. y Bellier, O. (2005). Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophys. J. Int.*, 160, 161-178.
- Mazzoli, S. y Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motions for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geological Rundschau*, 83, 464-468.
- Mazzotti, S. (2007). Geodynamic models for earthquakes studies in intraplate North America. En: Continental Intraplate Earthquakes: science, Hazard and Policy Issues. Stein y Mazzotti Eds. The Geological Society of America.
- McCaffrey, R. (1993). On the role of the upper plate in great subduction zone earthquakes, *Journal of Geophysical Research* 98, 11,953-11,966.
- McCaffrey, R. (2008). The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone. *Annu. Rev. Earth. Sci.*, 374, EA37-03.
- McCaffrey, R., Zwick P, Bock Y, Prawirodirdjo L, y Genrich J, (2000). Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. *J. Geophys. Res.* 105:28363-76
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A.,2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.* 155, 126-138.
- McGarr, A. y Gay, N.C. (1978). State of stress in the Earth's crust. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 405-436.
- McKenzie, D.P. (1969). The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seimol. Soc. Am.*, 59, 591-601.
- Medina, F. (1995) Syn- and postrift evolution of the El Jadida-Agadir Basin (Morocco): constraints for the rifting model of the central Atlantic. *Can. J. Earth Sci.* 32, pp. 1273-1291.
- Megarr, A. (1988). On the state of lithospheric stress in the absence of applied tectonic forces. *Journal of Geophysical Research*, 93, B11, 13609-13617.

- Michael, A.J. (1987). Use of focal mechanism to determine stress: a control study. *Jour. Geoph. Res.*, 92, B1, 357-368.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B. and Montigny, R. (2002) How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?, *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, pp. 3-15.
- Molnar P. y Tapponnier P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia. Effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-426.
- Molnar P. y Tapponnier P. (1978). Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.* 83, 5361-5375-
- Molnar, P., y Lyon-Caen, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 218, 179 - 207.
- Montone, P., Amato, A. y Pondrelli, S. (1999). Active stress map of Italy. *Jour. Geoph. Res.*, 104, B11, 25595-25610.
- Moos, D. and Zoback, M.D., (1990). Utilization of Observations of Well Bore Failure to Constrain the Orientation and Magnitude of Crustal Stresses: Application to Continental, Deep Sea Drilling Project and Ocean Drilling Program Boreholes. *Journal of Geophysical Research*, 95, 9305-9325.
- Morales, J., Azañón, J.M., Stich, D., Roldán, F.J., Pérez-Peña, J.V., Martín, R., Cantavella, J.V., Martín, J.B., Mancila, F y González-Ramón, A. (2014). The 2012-2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending. *Gondwana Research*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.017>.
- Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F., Gonzalez-Lodeiro, F., 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and Alboran Sea. *Geology* 27, 735-738.
- Mount, V.S. y Suppe, J. (1987). State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. *Geology*, 15, 1143-1146.
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L. G., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. y Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Jour. Geophys. Res.*, B, 97: 11783-11803

- Müller, D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M., y Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res.*, 102:3211-3214.
- Mukhamediev, S. A (2002). Global Stresses in the Western Europe Lithosphere and the Collision Forces in the Africa-Eurasia Convergence Zone. *Russian Journal of Earth Sciences*. 4, 1-17..
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (2010). Análisis de esfuerzos tectónicos. Fallas y sismos. Reduca (Geología). Serie Tectónica. 2 (6): 1-91, 2010. ISSN: 1989-6557.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Olaiz, A.J., Antón, L., Vegas, R. y Granja-Bruña, J.L. (2012). Mapa de esfuerzos activos en línea de la Península Ibérica a partir de Mecanismos Focales calculados desde el Tensor de Momento Sísmico. *Geo-temas*, 13: 11-15.
- Nakamura, K., Jacob, K.H. y Davies (1978). Volcanoes as posibles indicators of tectonic stress prientation Aleutians and Alaska. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 87-112.
- Natawidjaja DH, Sieh K, Chlieh M, Galetzka J, Suwargadi BW, et al. 2006. Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls. *J. Geophys. Res.* 111:B06403
- Nettles, M. y Ekström, G. (1998). Faulting mechanism of anomalous earthquakes near Bardarbunga Volcano, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 103, 17, 973-983 .
- Olaiz, A, Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. y Cloetingh S. (2009). European continuous active strain-stress map. *Tectonophysics*, 474, 1-2, 33-40.
- Olaiz, A., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A. y Vegas, R. (2006). Mapa de esfuerzos de Europa a partir de mecanismos focales calculados desde el tensor momento sísmico. *Geogaceta*. 40, 55-58.
- Ortuño, M. (2008): Deformación activa en el Pirineo Central: la falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas. PhD. Thesis, Universitat de Barcelona: 346 p.
- Pedraza, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldivar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, A., López-Garrido, A.C., Chabli, A., Ahmamou, M. y González-Castillo, L. (2011). Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, 52, 83-96, doi:10.1016/j.jog.2010.12.003

- Pedreira, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldivar, J., González, A. y Peláez, J.A. (2013). Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain). *Tectonics*, 32, 1571–1586, doi:10.1002/2013TC003397, 2013.
- Pegoraro, O. (1972) *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 pp.
- Perea, H., Masana, E. y Santanach, P. (2012). An active zone characterized by slow normal faults, the northwestern margin of the València trough (NE Iberia): a review. *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 31-52 http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39204.
- Pérez-Peña, A., Martín, J., Gárate, J., Berrocoso, M., y Buforn, E. (2010). Journal of Geodynamics, 49: 232–240.
- Plenefisch, T. y Bonjer, K. P. (1997). The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquakes focal mechanism and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275, 71–97.
- Pondrelli S., Morelli, A. y Ekström, G. (2004), European-Mediterranean Regional Centroid Moment Tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002, *Phys. Earth Planet. Int.*, 145, 127–147.
- Pondrelli, S., Morelli, A., Ekström, G. Mazza, S., Boschi, E. y. Dziewonski, M. (2002), European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997–2000, *Phys. Earth Planet. Int.*, 130, 71–101.
- Prawirodirdjo, L. (2000). *A geodetic study of Sumatra and the Indonesian region: Kinematics and crustal deformation from GPS and triangulation*. Tesis Doctoral, Univesidad de California, San Diego.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., Muñoz, J.A., y Arnáiz, A. (2015). On the Nature of the Iberia-África boundary in the Gulf of Cádiz. Evicende fot Tranpression and implications. 77th EAGE Conference. Madrid.
- Randall, G.E., Ammon, C.J., Owens, T.J., 1995. Moment tensor estimation using regional seismograms from a Tibetan Plateau portable network deployment. *Geophys. Res. Lett.* 22, 1665–1668.
- Rebaï, S., Philip, H. y Taboada, A. (1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region, evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. Jour. Inter.*, 110: 106–140.

- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 47: 109-129.
- Reches, Z., (1996). SoftStructure-Structural Geology on a Personal Computer, programs for quantitative analysis in Structural Geology, web site: <http://earth.es.huji.ac.il/reches/soft.html>
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992). Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *J. Geophys. Res.*, 97 (B9): 12481-12493.
- Reid HF. (1913). Sudden Earth-movements in Sumatra in 1892. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 3:72-79
- Replumaz, A., Karason, H., van der Hilst, R.D., Besse, J. y Tapponnier, P. (2004). 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography: *Earth Planet. Sci. Lett.* 221, 103-115.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O. y Teyssier, C., (2001). Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes, *Tectonophysics*, 342, 435-449. doi: 10.1016/S0040 - 1951(01)00174-3
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. y Matias, L. (1996): Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15: 641-659.
- Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K.L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chèry, J. y Sylvander. M. (2015). Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquakes focal mechanism until 2011. *Geophysical Journal International*, 201, 947-964, 10.1093/gji/ggv052.
- Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M. y Engdahl, Y E. R. (2005). Structural context of the Great Sumatra-Andaman Islands Earthquake. Preprint submitted. Readable at the web site <http://ciei.colorado.edu/pubs/2005/4.pdf>
- Rivera, L.A. (1989). *Inversion du tenseur des contraintes et des mecanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de sèismes*. Tesis Doctoral. Universidad Louies Pasteour, Estrasburgo, 266 pp.

- Rodríguez-García, A., Quintana, L., González-Menéndez, L. and Suárez-Rodríguez, A. (2006). Geotectónica en el norte de Galicia: Fallas inversas de actividad cuaternaria en la cuenca fluvial del alveolo de Alfoz, Lugo. *Geogaceta*, 40, 23-26.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19: 613-616.
- Royden, L. H. (1993), Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 629 – 638.
- Rueda, J. and Mezcua, J. (2001) Sismicidad, Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en Galicia vol. 35, IGN Publication, Madrid 64 pp.
- Rueda, J. y Mezcua, J.(2005). Near-real-time Seismic Moment-tensor determination in Spain. *Seismological research letters* , 76,(4) 455-465.
- Ruff, L. y Kanamori, H. (1980). Seismicity and the subduction process. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 23, 240-252.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J. M., Pulgar, J. A. (2006), Seismic activity at the western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412 (3-4): 217-235.
- Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldivar, J., Pedrera, A., Célerier, B. y Marín-Lechado, C. (2011). Stress distribution at the transition from subduction to continental collision (northwestern and central Betic Cordillera). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12 (12), doi:10.1029/2011GC003824
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., Lodolo, E., 1994. Eastern segment of the Azores–Gibraltar line (central-eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology* 22, 555–558.
- Savage, J.C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res.* 88, 4984-4996.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. y Roulet, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.

- Schindler, A., Jurado, M.J. y Mueller, B. (1998): Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, 300: 63-77.
- Scholz, C.H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press, New York, 439 pp.
- Schorlemmer, D., Weimer, S. y Wyss, M. (2005), Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, 437, 539–542, doi:10.1038/nature04094
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. y Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437, 539-542. doi:10.1038/nature04094.
- Schwartz, S., Lardeau, J. M., Paul, A., Cattaneo, M., Tricart, P., Guillot, S., Laggabriele, Y. y Poupeau, G. (1999). Syn-convergence extension, mantle indentation and exhumation of high-pressure rocks: Insights from the western Alps, Abstract Suppl. EUG 10, *Eur. Union of Geophys.*, Strasbourg, France.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi P., Gasperini P., (2007). The Northern Africa Plate-Boundary in the Western and Central Mediterranean: new Constraints From Earthquake Focal Mechanisms and GPS Data. *Geophys. J. Int.*
- Shearer, P.M. (1999) *Introduction to Seismology*. Cambridge Univ. Press, 260 pp.
- Shearer, P.M., y Stark, P.B. (2012). Global risk of big earthquakes has not recently increased. *PNAS*, 109, 717-721.
- Sibuet, J.-C. Srivastava, P.H. and Spakman, W (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.* 109 p. B08104.
- Simón-Gómez, J.L. (2004). La tectónica extensional Neógena-Cuaternaria en la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 614 – 616.
- Simón-Gómez, J.L., Arlegui, L., Lafuente, P. y Liesa, C.L. (2012). Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 127-144.
- Smith, W. D. (1981). The b-values as an earthquake precursor. *Nature* 289, 136–139.
- Smoot, N.C. y Sharman, G.F (1985). Charlie-Gibbs: a fracture zone ridge. *Tectonophysics*, 116, 137-142.

- Socquet, A. y Pubellier, M. (2005). Cenozoic deformation in western Yunnan (China-Myanmar border). *Journal of Asian Earth Sciences*. 24, 495-515.
- Sonder, L.J. (1990). Effects of density contrasts on the orientation of stresses in the lithosphere: Relation to principal stress direction in the Transverse ranges, California. *Tectonics*, 9, 761- 766.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic, results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Stefansson, R. y Halldorsson O. (1988). Strain release and strain build-up in South Iceland seismic zone. *Tectonophysics*, 155, 267-276.
- Stein, S., Cloetingh, S., Sleep, N. y Wortel, R., 1989. Passive margin earthquakes, stresses and rheology. En: Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound, NATO ASI Ser. C. (Eds: S. Gregersem y P. Basham) 231-259, Kluwer Academic, Boston, EEUU.
- Stern, R.J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40, 4. doi:10.1029/2001RG000108.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J., (2003): Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108, 02JB002057.
- Stich, D., Batlló, J., Maciá, R., Teves-Costa, P y Morales, J. (2005). Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. *Geophys. J. Int.* 162, 850–858, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02680.x
- Stich, D., Mancilla, F., Baumont, D., Morales, J., (2005a). Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.* 110, B06306, doi:10.1029/2004JB003366.
- Stich, D., Mancilla, F. y Morales, J., (2005b). Crust–mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW-Iberia). *Geophys. Res. Lett.* 32, L13306, doi:10.1029/2005GL023098.
- Stich, D., Martín, R., y Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, 483, 390-398.

- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.L. y Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Stüwe, K. (2002). *Geodynamics of the lithosphere*. Springer, 493 pp.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. y Tricart, P. (1999) Wide-spread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.* 104, B11, 25611–25622.
- Tapponier, P. y Molnar, P. (1977). Active faulting and plate tectonics in China. *J. Geophys. Res.* 82, 2905 – 2930.
- Ten Brink, U. y Taylor, M. (2002). Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting. *Journal Geophysical Research*, 107, B7, 10.1029/2001JB000300.
- Terzaghi, K. (1943). *Theoretical Soil Mechanics*. Jhon Wiley and Sons, New York, 51 pp.
- Tesauro, M., Hollenstein, C., Egli, R., Geiger, A. y Kahle, H.G. (2005). Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 94, 525–537
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S., Hardebol, N.J. y Beekman, F. (2007). 3D strength and gravity anomalies of the European lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 263, 56–73.
- Vasseur, G., Etchecopar, A. y Philip, H. (1983). Stress state inferred from multiple focal mechanism. *Ann. Geophys.*, 1, 291–297.
- Vázquez, J.T., Vegas, R. (2000). Acomodación de la convergencia entre África y la Península Ibérica, Golfo de Cádiz y Mar de Alborán, a partir de del análisis de terremotos. *Geogaceta*, 27, 171–174 pp.
- Vegas, R., (1992). The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics* 203, 249–261.
- Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Palencia, A. and Osete M.L. (2005). Was the Iberian Plate moored to Africa during the Tertiary? *Geophysical Research Abstracts*, 7, 06769.
- Verhoogen, J. (1995). Perry Byerly 1897–1978. A biographical memoir. National Academy of Science. Washington D.C.

- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R. y Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, *Geology*, 41, 467-470. doi: 10.1130/G33942.1.
- Villamor, M.P. (2002): Cinemática Terciaria y Cuaternaria de la Falla de Alentejo-Plasencia y su Influencia en la Peligrosidad Sísmica del Interior de la Península Ibérica (Tertiary and Quaternary kinematics of the Alentejo-Plasencia and its influence on seismic hazard of the interior of Iberian Peninsula, in Spanish). PhD Thesis. University Complutense, Madrid (Spain): 343 p.
- Wallace, R.E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Struct. Geol.*, 59: 118-130.
- Ward, S.N. (1994). Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry. *Geophys. Jour. Int.*, 117, 441-452.
- Weissel, J.K, Anderson, R.N. y Geller, C.A. (1980). Deformation of the Indo-Australian plate. *Nature*, 287, 284-291.
- Wessel, P. y Smith, W. H. F. (1991). Free software helps map and display data. *EOS Trans. AGU*, 72, 441.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F. y Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410.
- Wilson, J.T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature* 207, 343-7.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S, (1981). On the origin of the Cocos- Nazca spreading centre. *Geology*, 9, 425-430.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S, (1983). A mechanism for the fragmentation of oceanic plates. En: *Studies in continental margin geology*, J.S. Watkins y C.L. Drake (Eds.), 34, AAPG MEM
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S, (1986). On the dynamics of convergent plate boundaries and stress in the lithosphere. En: *The origin of arcs*. F.C. Wenzel (Ed.), Elsevier, 115-139.
- Zheng, L., Grodon, R. y Kreemer, C. (2014). Absolute plate velocities from seismic anisotropy: Importance of correlated errors. *Journal Geophysical Research*, 8.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir*, 43: 1-198.

- Ziegler, P.A. y Dezes, P. (2006). Crustal Evolution of Western and Central Europe. Geological Society London Memoirs, 32, 43-56.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., BIGSETS Team, 2004. Neogene through quaternary tectonic reactivation of SW Iberian passive margin. Pure Appl. Geophys. 161, 565-587.
- Zoback, M.D. and Healy, J.H., (1992). In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass Scientific Research Borehole: Implications for the mechanics of crustal faulting. Journal of Geophysical Research, 97, 5039-5057.
- Zoback, M.D. y Healy, J. (1984). Friction, faulting and in situ stress. Annales Geophysicae, 2, 689-698.
- Zoback, M.D., Barton, C.A., Brudy, M., Castillo, D.A., Finkbeiner, T., Grollmund, B.R., Moos, D. B., Peska, P., Ward, C.D. y Wiprut, D.J. (2003) Determination of stress orientation and magnitude in deep wells, Int'l Jour. Rock Mech. and Mining Sciences, 40, 1049-1076.
- Zoback, M.D., Moos, D., Mastin, L. and Anderson, R.N. (1985). Well bore breakouts and in situ stress. Journal of Geophysical Research, 90, 5523-5530.
- Zoback, M.D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D.H., Reasenberg, P.A., Jones, L., Raleigh, C.B., I. G., W., Scotti, O., Wentworth, C., (1987). New Evidence of the State of Stress of the San Andreas Fault System. Science, 238: 1105-1111.
- Zoback, M.L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97, 11.703-11.728.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpcao, M. Bell, S. Bergman, E.A., Bluemling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Mueller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udías, A., Xu, Z.H. y Zhizin, M. (1989): Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341: 291-298.